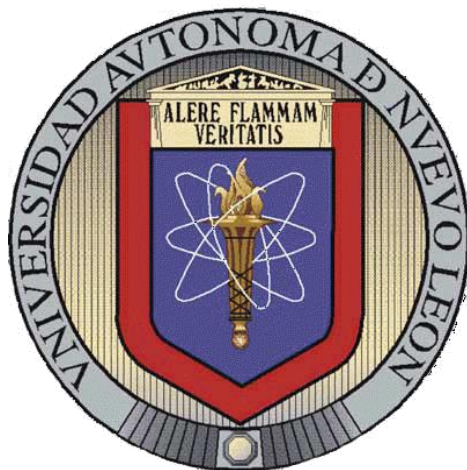


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**“CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROFÍSICA DE LA
FORMACIÓN LA CASITA EN AFLORAMIENTOS DEL NORESTE
DE MÉXICO”**

Presenta:

SANDY MARIELA ACEVEDO GARCÍA

Tesis

Como requisito parcial para obtener el grado de

Maestro en Ciencias Geológicas



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROFÍSICA DE LA
FORMACIÓN LA CASITA EN AFLORAMIENTOS DEL
NORESTE DE MÉXICO**

ELABORADA POR

ING. SANDY MARIELA ACEVEDO GARCÍA

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL
GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. CARLOS GILBERTO AGUILAR MADERA



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

LA TESIS

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROFÍSICA DE LA
FORMACIÓN LA CASITA EN AFLORAMIENTOS DEL
NORESTE DE MÉXICO**

ELABORADA POR

ING. SANDY MARIELA ACEVEDO GARCÍA

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL
GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

COMITÉ DE TITULACIÓN

DR. CARLOS GILBERTO AGUILAR MADERO

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

DR. RAÚL OCAMPO PÉREZ



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

Sandy Mariela Acevedo García

Agosto del 2018



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Dedicatoria

*Esta tesis está completamente dedicada a mi familia, quienes a lo largo de mi vida han sido mi mayor pilar y mi mayor bendición. Gracias **Papá**, por enseñarme que para conseguir algo hay que dar tu mejor esfuerzo y persistir hasta conseguirlo, gracias por siempre inculcarme que la disciplina y la responsabilidad son la base para cumplir las metas. **Nena**, gracias por tu comprensión, palabras de apoyo, fortaleza, por siempre impulsarme y darme alas para volar. **Gordo**, gracias por siempre apoyarme en las decisiones que tomo y ayudarme a ver el lado positivo de las cosas. Sin duda son mis mayores maestros de vida y estoy enormemente agradecida con Dios por bendecirme con tan hermoso regalo. Los Amo Familia.*

El señor es mi pastor, nada me falta.

En prados de hierba fresca me hace reposar,

Me conduce junto a fuentes tranquilas

Y repara mis fuerzas.

Me guía por el camino justo,

haciendo honor a su Nombre.

Aunque pase por un valle tenebroso,

ningún mal temeré,

porque Tú estás conmigo.

Tu vara y tu cayado me dan seguridad.

Tu amor y tu bondad me acompañan

todos los días de mi vida.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Agradecimientos

Antes que nada, quiero agradecer a Dios, por la bendición de la vida y por cada oportunidad que me ha presentado, por acompañarme y siempre mostrarme un nuevo comienzo... ¡Gracias!

Agradezco a la **Universidad Autónoma de Nuevo León**, especialmente a la Facultad de Ciencias de la Tierra, por darme la oportunidad a través del programa **CONACYT** para realizar mis estudios de posgrado.

Un especial agradecimiento a mi director de tesis, Dr., Carlos Gilberto Aguilar Madera, que aun sin conocerme me brindó la oportunidad de formar parte de su equipo. Gracias por su paciencia, su valioso tiempo invertido, conocimientos y su dedicación para culminar esta meta. ¡Gracias Doc!

Quiero agradecer al **Dr. Fernando Velasco Tapia** por sus inmensas ganas de transmitir su conocimiento a sus alumnos, por sus aportaciones en esta investigación y por ejercer la presión que muchas veces necesitamos. Sin duda es un gran ejemplo para muchos.

Agradezco al **Dr. Raúl Ocampo Pérez** por haberme recibido en mis estancias en la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y facilitarme la ejecución de algunos de los análisis para esta tesis, así como también agradezco sus aportaciones para este trabajo.

Al **M.C. Efraín Alva Niño** por darme alojamiento en el laboratorio de Ingeniería Geológica durante el desarrollo de la tesis.

Al **Dr. Víctor Macías** por su apoyo y sus conocimientos en el laboratorio de Ingeniería Petrolera.

Asimismo, quiero agradecer a mis maestros de posgrado y de la Facultad de Ciencias de la Tierra, de quienes sin duda obtuve grandes conocimientos. Infinitas gracias.

Agradezco al **Dr. Roberto Leyva Ramos** de la UASLP de la Facultad de Ciencias Químicas por haberme aceptado en su laboratorio para llevar a cabo análisis para esta tesis.

Agradezco a todos mis amigos de posgrado, Jenny, Mariano, Roberto, Jaime, Leo, Civil, Maik, Cecy, Moi, Luis, Lalo, Víctor, Pany y Maquina, gracias por su apoyo, sus consejos y su amistad, los voy a extrañar mucho. Sin olvidarme de Vian, de la UASLP, agradezco su hospitalidad y buena vibra.

Por último, agradezco a Sergio Vázquez, por su apoyo moral incondicional y por siempre creer en mí.



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

GENERALIDADES **1**

1.1	INTRODUCCIÓN	1
1.2	COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ROCAS SILICICLÁSTICAS	2
1.2.1	PROCESOS DE GENERACIÓN Y DIAGÉNESIS DE HORIZONTES SILICICLÁSTICOS	3
1.2.1.1	Procedencia	3
1.2.1.2	Intemperismo	3
1.2.1.3	Clasificación granulométrica	4
1.2.1.4	Diagénesis	4
1.3	DEFINICIÓN DE SISTEMA PETROLERO	5
1.3.1	YACIMIENTOS NO CONVENCIONALES	8
1.4	ORIGEN DE LA ROCA GENERADORA - MATERIA ORGÁNICA	9
1.4.1	PROCESO DE DEPOSITACIÓN DE BLACK SHALES.	10
1.4.2	PRESERVACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA.	11
1.4.3	KERÓGENO	13
1.4.3.1	Liptinita	14
1.4.3.2	Exinita	14
1.4.3.3	Vitrinita	15
1.4.3.4	Inertinita	15
1.4.3.5	Cantidad y calidad del kerógeno	15
1.4.4	MADURACIÓN DE LA ROCA FUENTE: KERÓGENO A ACEITE – GAS	16
1.4.5	LA QUÍMICA DEL PETRÓLEO	16
1.4.5.1	Alcanos (parafinas)	16
1.4.5.2	Naftenos (cicloalcanos)	17
1.4.5.3	Aromáticos	18
1.4.5.4	Asfaltenos	19
1.5	PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LAS ROCAS	20
1.5.1	POROSIDAD	20
1.5.2	PERMEABILIDAD	24
1.5.2.1	Clasificación de permeabilidad	25
1.5.2.2	Factores que afectan la permeabilidad	25
1.5.3	COMPRESIBILIDAD	28



UANL



FCT

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

1.6	JUSTIFICACIÓN	29
1.7	HIPÓTESIS	29
1.8	OBJETIVOS	29
1.8.1	OBJETIVO GENERAL	29
1.8.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	29
2	<u>ANTECEDENTES</u>	30
3	<u>METODOLOGÍA</u>	32
3.1	METODOLOGÍA DE CAMPO	32
3.2	METODOLOGÍA DE LABORATORIO (MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO - MEB)	34
3.3	METODOLOGÍA DE LABORATORIO (ANÁLISIS QUÍMICO DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA)	36
3.4	METODOLOGÍA DE LABORATORIO (ANÁLISIS TERMOGRAVIMÉTRICO “TGA”)	36
3.5	METODOLOGÍA DE LABORATORIO (PIROLISIS ROCK – EVAL 2)	37
3.6	METODOLOGÍA DE LABORATORIO (PETROFÍSICA)	38
3.6.1	UTILIZACIÓN DEL POROSÍMETRO (MARCA SII – PERM1)	38
3.6.2	OBTENCIÓN DE LA COMPRESIBILIDAD	40
4	<u>MARCO GEOLÓGICO</u>	41
4.1	INTRODUCCIÓN	41
4.2	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NORESTE DE MÉXICO	41
4.2.1	ETAPA 1: PALEOZOICO SUPERIOR. “RECONSTRUCCIÓN DE PANGEA”	42
4.2.2	ETAPA 2: TRIÁSICO SUPERIOR – JURÁSICO SUPERIOR. RUPTURA CONTINENTAL, “RIFT”	42
4.2.3	ETAPA 3: JURÁSICO SUPERIOR. “LA DERIVA”	43
4.2.4	ETAPA 4: CRETÁCICO INFERIOR. “ENFRIAMIENTO CORTICAL”	44
4.2.5	ETAPA 5: CRETÁCICO SUPERIOR – PALEOCENO. “DEFORMACIÓN LARAMÍDICA”	45
4.2.6	CENOZOICO	46
4.3	LITOLOGÍAS DEL NORESTE DE MÉXICO	46
4.4	GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO (FM. LA CASITA).	47
4.4.1	AFLORAMIENTO EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L.	48
4.4.2	AFLORAMIENTO EN POTRERO PRIETO, N.L.	50



UANL



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

4.4.2.1	Formación Zuloaga	51
4.4.2.2	Formación La Casita	52
4.4.2.3	Formación Taraises	55
4.4.3	AFLORAMIENTO EN CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L.	59

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN **63**

5.1	ANÁLISIS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO	63
5.2	ANÁLISIS GEOQUÍMICO	69
5.2.1	ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES	69
5.2.2	CLASIFICACIÓN DE LAS LUTITAS	72
5.2.3	ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZA	73
5.2.4	COMPOSICIÓN DEL ÁREA FUENTE	74
5.2.5	AMBIENTE TECTÓNICO DE PROCEDENCIA	76
5.2.6	INTEMPERISMO	77
5.2.7	TRANSPORTE	78
5.2.8	AMBIENTE TECTÓNICO DE DEPÓSITO	79
5.2.9	AMBIENTE DE DEPÓSITO	80
5.3	ANÁLISIS TERMOGRAVIMÉTRICO	82
5.4	PIROLISIS ROCK EVAL 2	84
5.5	RESULTADOS DE LA PETROFÍSICA	88
5.5.1	ANÁLISIS DE LA POROSIDAD	88
5.5.2	RESULTADOS DE COMPRESIBILIDAD	90

6 CONCLUSIONES **92**

BIBLIOGRAFÍA **94**



ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. SISTEMA PETROLERO DE UN YACIMIENTO CONVENCIONAL. BASADO DE AL-HAJERI & AL SAEED (2009). 5

FIGURA 2. SERIE DE PROCESOS (DIAGÉNESIS, CATAGENESIS Y METAGÉNESIS) FORMADORES DE PETRÓLEO CON RESPECTO A PROFUNDIDAD Y TEMPERATURA. (TISSOT & WELTE, 1984). 8

FIGURA 3. ILUSTRACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS PRINCIPALES FACTORES QUE AFECTAN LA PRESERVACIÓN DE MATERIA ORGÁNICA EN AMBIENTES MARINOS PROFUNDOS (ARTHUR ET AL., 1984). 12

FIGURA 4. GRAFICA DE VAN KREVELEN QUE MUESTRA LAS VÍAS DE MADURACIÓN DE LOS TIPOS DE KERÓGENOS EN SUS RELACIONES ATÓMICAS H:C Y O:C. LA MADUREZ AUMENTA EN LA ESQUINA INFERIOR IZQUIERDA DEL GRÁFICO. LOS TIPOS DE KERÓGENO I Y II (LIPTINITA Y EXINITA) SON PROPENSOS AL ACEITE, EL TIPO III (VITRINITA ES PROPENSO A LOS GASES, Y EL TIPO IV (INERTITA) NO TIENE POTENCIAL DE GENERACIÓN (TISSOT & WELTE, 1984). 14

FIGURA 5. ALCANOS; COMPUESTOS ESTABLES CON MÁXIMO DE ÁTOMOS DE HIDRÓGENO PERMITIDOS, QUE SE PRESENTAN EN GASES EN CONDICIONES ESTÁNDAR DE TEMPERATURA Y PRESIÓN: METANO, ETANO, PROPANO, BUTANO..... 17

FIGURA 6. NAFTENOS; COMPUESTOS CON ESTRUCTURAS DE ANILLO: CICLOPROPANO, CICLOBUTANO, CICLOPENTANO, CICLOHEXANO. 18

FIGURA 7. ALQUENOS; GRUPO DE HIDROCARBUROS SATURADOS EN LOS QUE ALGUNOS ÁTOMOS DE CARBONO CUENTAN CON DOS ENLACES: ETENO Y BUTENO. 18

FIGURA 8. AROMÁTICOS; COMPUESTOS DE HIDROCARBUROS NO SATURADOS CON E^π DESLOCALIZADOS, CON ESTRUCTURA EN FORMA DE ANILLO: BENCENO Y TOLUENO. 19

FIGURA 9. POROSIDADES REPRESENTATIVAS EN ROCAS SEDIMENTARIAS. A) FORMA Y ARREGLO DE GRANO DE UNA ARENISCA Y B) FORMA Y ARREGLO DE GRANO DE UNA LUTITA. LOS CLASTOS (GRANOS) SON REPRESENTADOS CON COLOR AMARILLO Y EL ESPACIO POROSO JUNTO CON EL CEMENTANTE ES REPRESENTADO CON COLOR AZUL, (BASADO EN TIAB & DONALDSON, 2004). 20

FIGURA 10. EJEMPLOS DE POROSIDAD INTERGRANULAR EN DIFERENTES TIPOS DE EMPAQUETAMIENTO (SÁNCHEZ – CORONA, 2012). 22

FIGURA 11. TENDENCIAS DE LA POROSIDAD EN LUTITAS CON RESPECTO A LA PROFUNDIDAD (DEMING, 2002). 23

FIGURA 12. VALORES DE POROSIDAD REPRESENTATIVOS PARA CADA TIPO DE ROCA. (SCHWARTZ & ZHANG, 2003). 23



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FIGURA 13. PERMEABILIDAD REPRESENTATIVA DE UNA ROCA; LOS POROS CONECTADOS (COLOR VERDE) DAN A LA ROCA LA PERMEABILIDAD, PERMITIENDO QUE EL FLUIDO FLUYA (FLECHAS NEGRAS) (NOLÉN – HOEKSEMA, 2014). 24

FIGURA 14. EFECTOS DE MATERIAL CEMENTANTE ARCILLOSO EN POROSIDAD Y PERMEABILIDAD (TIAB & DONALDSON, 2004). 25

FIGURA 15. EFECTO DE LAS CARACTERÍSTICAS DE GRANO EN LA PERMEABILIDAD (TIAB & DONALDSON, 2004). 27

FIGURA 16. PROMEDIO DE PERMEABILIDADES DE ROCA Y SEDIMENTOS (DEMING, 2002). 27

FIGURA 17. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L.; COORDENADAS 14 R 410138 E, 2733591 N. L. 32

FIGURA 18. AFLORAMIENTO DE LA FM. LA CASITA EN DONDE SE MUESTRA EL CONTACTO CON LA FM. ZULOAGA, EN POTRERO PRIETO, N.L.; COORDENADAS: 14 R 400140 E, 2750863N. 33

FIGURA 19. ESTRATOS LAMINARES DE LUTITAS NEGRAS INTERCALADOS CON MARGAS. CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L.; COORDENADAS 14 R 410138 E, 2733591 N. L. 33

FIGURA 20. MICROSCOPIO AMBIENTAL FEI – ESEM QUANTA FEG – 250. LABORATORIO NACIONAL DE INVESTIGACIONES EN NANOCIENCIAS Y NANOTECNOLOGÍA (LINAN) PERTENECIENTE AL INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA (IPICYT). 35

FIGURA 21. MONTAJE DE LA MUESTRA SOBRE CINTA ADHESIVA DE CARBONO, EN UN PIN DE ALUMINIO. LABORATORIO NACIONAL DE INVESTIGACIONES EN NANOCIENCIAS Y NANOTECNOLOGÍA (LINAN) PERTENECIENTE AL INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA (IPICYT). ... 35

FIGURA 22. EQUIPO TERMOGRAVIMÉTRICO “TGA Q 500”. FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DE LA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ. 37

FIGURA 23. POROSÍMETRO SII – PERM1 DE LA FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA, UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN. 39

FIGURA 24. INTERFAZ DEL SOFTWARE DEL POROSÍMETRO, QUE PROPORCIONA EL VOLUMEN POROSO, VOLUMEN DE GRANO Y POROSIDAD EFECTIVA (TOMADO DE FLORES ÁLVAREZ, 2017). 39

FIGURA 25. MODELO TECTÓNICO PARA LA EVOLUCIÓN DE LA PROVINCIA DEL PACÍFICO, OESTE DE MÉXICO Y DEL GOLFO DE MÉXICO EN EL ESTE, PARA EL PALEOZOICO SUPERIOR. SECCIÓN ESQUEMÁTICA ORIENTADA DE OESTE A ESTE (GOLDHAMMER, 1999). 42

FIGURA 26. MODELO TECTÓNICO PARA LA EVOLUCIÓN DE LA PROVINCIA DEL PACÍFICO AL OESTE DE MÉXICO Y DEL GOLFO DE MÉXICO, PARA EL TRIÁSICO – JURÁSICO. SECCIÓN ESQUEMÁTICA ORIENTADA DE OESTE A ESTE (GOLDHAMMER, 1999). 43



UANL



FCT

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FIGURA 27. MODELO TECTÓNICO PARA LA EVOLUCIÓN DE LA PROVINCIA DEL PACÍFICO AL OESTE DE MÉXICO Y GOLFO DE MÉXICO, PARA EL JURÁSICO SUPERIOR. SECCIÓN ESQUEMÁTICA ORIENTADA DE OESTE A ESTE (GOLDHAMMER, 1999)..... 44

FIGURA 28. MODELO TECTÓNICO PARA LA EVOLUCIÓN DE LA PROVINCIA PACÍFICA AL OESTE DE MÉXICO Y GOLFO DE MÉXICO, PARA EL CRETÁCICO INFERIOR. SECCIÓN ESQUEMÁTICA ORIENTADA DE OESTE A ESTE (GOLDHAMMER, 1999)..... 45

FIGURA 29. MODELO TECTÓNICO PARA LA EVOLUCIÓN DE LA PROVINCIA DEL PACÍFICO AL OESTE DE MÉXICO Y GOLFO DE MÉXICO, PARA EL CRETÁCICO SUPERIOR. SECCIÓN ESQUEMÁTICA ORIENTADA DE OESTE A ESTE (GOLDHAMMER, 1999)..... 46

FIGURA 30. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL NORESTE DE MÉXICO (OCAMPO – DÍAZ ET AL., 2008)..... 47

FIGURA 31. CONCRECIONES DE CALCITA EN LUTITA NEGRA EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L., Km 18..... 48

FIGURA 32. AFLORAMIENTO DE LUTITA NEGRA EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L., Km 18 LA LÍNEA PUNTEADA AMARILLA INDICA CONCRECIONES DE ÓXIDO. COORDENADAS: 14R 401772 E, 2776781 N. 49

FIGURA 33. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO (FLORES – ÁLVAREZ, 2017). LA LEYENDA MUESTRA LAS DIFERENTES LITOLÓGÍAS, ADEMÁS DE LOS PUNTOS DE MUESTREO. SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO. 49

FIGURA 34. PERFIL LITOLÓGICO DE LA FM. LA CASITA EN LA LOCALIDAD CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L., Km 18 (FLORES – ÁLVAREZ, 2017)..... 50

FIGURA 35. CONTACTOS LITOLÓGICOS DE LA FM. ZULOAGA, FM. LA CASITA Y FM. TARAISES EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L; COORDENADAS: 14 R 400140 E, 2750863N..... 51

FIGURA 36. CALIZA MASIVA SIN ESTRATIFICACIÓN DE LA FM. ZULOAGA CON PRESENCIA DE FRACTURAMIENTO Y DISOLUCIÓN EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L..... 51

FIGURA 37. CONTACTO CONCORDANTE Y ABRUPTO DE LA FM. ZULOAGA Y LA FM. LA CASITA EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 52

FIGURA 38. (A) BASE DE LA FM. LA CASITA, CONSTITUIDA POR LUTITA LAMINAR COLOR BEIGE EN MUESTRA FRESCA; (B) Y (C) LUTITA NEGRA LAMINAR; (D) FISURAS RELLENAS DE CALCITA; (E) LAMINACIONES DE ÓXIDO; Y (F) CONCRECIÓN CALCÁREA Y NÓDULO DE ÓXIDO. FM. LA CASITA EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 53

FIGURA 39. SECUENCIA DE LUTITAS NEGRAS INTERCALADAS CON MARGAS QUE PRESENTAN ESPESORES DELGADOS. FM LA CASITA EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L..... 54



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FIGURA 40. AUMENTO DE ROCAS CALCÁREAS Y DISMINUCIÓN DE LUTITAS EN LA FM LA CASITA EN AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 54

FIGURA 41. CONTACTO GEOLÓGICO DE LA FM. LA CASITA Y LA FM. TARAISES. AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 55

FIGURA 42. CALIZAS DE LA FM. TARAISES. AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 56

FIGURA 43. CONTACTO DE LA FM. TARAISES CON EL MIEMBRO ARENOSO GALEANA. AFLORAMIENTO DE POTRERO PRIETO, N.L. 56

FIGURA 44. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO. LA LEYENDA MUESTRA LAS DIFERENTES LITOLÓGÍAS, ADEMÁS DE LOS PUNTOS DE MUESTREO. SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO, 2015. 57

FIGURA 45. PERFIL LITOLÓGICO EN LA LOCALIDAD POTRERO PRIETO, N.L. COORDENADAS: 14 R 400140 E, 2750863 N. 58

FIGURA 46. AFLORAMIENTO DE LA FM LA CASITA EN CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L. KM 2; COORDENADAS 14 R 410138 E, 2733591 N. L. 59

FIGURA 47. A Y B) ESTRATOS DE LUTITA NEGRA MUY LAMINAR Y FISIL CON INTERCALACIONES DE MARGAS, C) CONCRECIÓN CALCÁREA DE FORMA OVOIDAL, D Y E) IMPRESIONES DE FRAGMENTOS FÓSILES (POSIBLEMENTE BIVALVOS), Y F) DIACLASA RELLENA DE CALCITA. AFLORAMIENTO DE LA FM LA CASITA EN CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L. KM 2; COORDENADAS 14 R 410138 E, 2733591 N.L. 60

FIGURA 48. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO. LA LEYENDA MUESTRA LAS DIFERENTES LITOLÓGÍAS, ADEMÁS DEL PUNTO DE MUESTREO. (SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO, 2010). 61

FIGURA 49. SECCIÓN INFERIOR DEL PERFIL LITOLÓGICO EN LA CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L. KM 2; COORDENADAS 14 R 410138 E, 2733591 N. 62

FIGURA 50. MICROGRAFÍAS DE LUTITA NEGRA PULVERIZADA; MUESTRA DE AFLORAMIENTO EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L. 64

FIGURA 51. MICROGRAFÍAS DE LUTITA NEGRA PULVERIZADA; MUESTRA DE AFLORAMIENTO EN POTRERO PRIETO, N.L. 65

FIGURA 52. MICROGRAFÍAS DE LUTITA NEGRA PULVERIZADA; MUESTRA DE AFLORAMIENTO EN CARRETERA ITURBIDE –CAMARONES, N.L. 66

FIGURA 53. ESPECTROGRAMA CORRESPONDIENTE A LA MUESTRA DE AFLORAMIENTO EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L. (AD – C - 01). ABREVIATURAS: SI = SÍLICE, O = OXÍGENO, C = CARBONO, AL = ALUMINIO, CA = CALCIO, K = POTASIO, FE = FIERRO Y MO = MOLIBDENO. 67

FIGURA 54. ESPECTROGRAMA CORRESPONDIENTE A LA MUESTRA DE POTRERO PRIETO, N.L. (PP – 05). ABREVIATURAS: SI = SÍLICE, O = OXÍGENO, C = CARBONO, AL = ALUMINIO, CA = CALCIO, K = POTASIO, MG = MAGNESIO. 67



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

FIGURA 55. ESPECTROGRAMA CORRESPONDIENTE A LA MUESTRA DE AFLORAMIENTO EN CARRETERA ITURBIDE - CAMARONES, N.L. (CAM 07). ABBREVIATURAS: SI = SÍLICE, O = OXÍGENO, C = CARBONO, AL = ALUMINIO, CA = CALCIO, K = POTASIO, BA = BARIO, S = AZUFRE. 68

FIGURA 56. DIAGRAMAS BIVARIADOS TIPO HARKER (1909) DE ELEMENTOS MAYORES VS. Al_2O_3 PARA LUTITAS NEGRAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTO EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L., Y AFLORAMIENTO EN CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES)..... 71

FIGURA 57. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LUTITAS NEGRAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (PERFIL CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L. Y PERFIL CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L.), DE ACUERDO CON EL DIAGRAMA DE HERRON (1988). 72

FIGURA 58. DIAGRAMAS DE LANTÁNIDOS NORMALIZADOS A CONDrita PARA LAS LUTITAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN LOS AFLORAMIENTOS DE CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES (CLAVE: AD) E ITURBIDE – CAMARONES, N. L. (CLAVE: CAM). VALORES NORMALIZADOS REPORTADOS POR HASKIN ET AL. (1968) EN PPM: LA = 0.329, CE = 0.865, PR = 0.112, ND = 0.63, SM = 0.203, EU = 0.077, GD = 0.276, TB = 0.047, DY = 0.343, HO = 0.07, ER = 0.225, TM= 0.03, YB = 0.22 Y LU = 0.0339..... 74

FIGURA 59. FUNCIONES DE DISCRIMINACIÓN FD_1 Y FD_2 BASADAS EN RELACIONES DE ELEMENTOS MAYORES ENTRE Al_2O_3 PROPUESTAS POR ROSER & KORSCH (1988). SE MUESTRAN LOS RESULTADOS PARA LAS LUTITAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE – CAMARONES, N.L. 75

FIGURA 60. DIAGRAMA Ti/Nb (JENCHEN & ROSENFELD, 2002) PARA SEDIMENTOS LUTITICOS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE – CAMARONES, N.L.)..... 76

FIGURA 61. DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA Ti/Zr VS La/Sc (TAYLOR & McLENNAN, 1985) PARA LAS LUTITAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS RAYONES E ITURBIDE – CAMARONES, N.L.). (A) ARCO DE ISLA OCEÁNICA; (B) INTER – ARCO APICAL; (C) MARGEN CONTINENTAL ACTIVO; Y (D) MARGEN PASIVO. 77

FIGURA 62. ÍNDICE DE VARIABILIDAD COMPOSICIONAL (IVC) PARA LOS SEDIMENTOS LUTÍTICOS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE- CAMARONES, N.L.). LOS VALORES PROMEDIO DE LOS MINERALES FUERON TOMADOS DE COX ET AL. (1995). 78

FIGURA 63. DIAGRAMA DE RELACIÓN Th/Sc VS Zr/Sc PARA SEDIMENTOS LUTÍTICOS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE-CAMARONES, N.L.). LOS DATOS DE ANDESITAS, GRANODIORITAS Y MORB SE TOMARON DE McLENNAN ET AL. (1993). 79



FIGURA 64. DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN DE AMBIENTES TECTÓNICOS CON BASE EN RELACIONES SiO_2/Al_2O_3 vs K_2O/Na_2O (ROSER & KORSCH, 1986) PARA LOS SEDIMENTOS LUTÍTICOS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE-CAMARONES, N.L.). MP = MARGEN PASIVO; MCA = MARGEN CONTINENTAL ACTIVO; A1 = AMBIENTE DE ARCO, DETRITOS DE BASALTO Y ANDESITA; A2 = AMBIENTE DE ARCO EVOLUCIONADO, DETRITOS PLUTÓNICOS FÉLSICOS. 80

FIGURA 65. DIAGRAMA MN – CA PARA LOS SEDIMENTOS LUTÍTICOS DE LA FORMACIÓN LA CASITA (AFLORAMIENTOS EN CARRETERAS MONTEMORELOS-RAYONES E ITURBIDE – CAMARONES, N.L.). TIPOS DE LUTITAS NEGRAS: CA/MA L, DE AMBIENTE ÓXICO, CON BAJO CA Y PRESENCIA DE MnO_2 Y $(MnCa)CO_3$; CA/MN LL, DE AMBIENTE ÓXICO A LIGERAMENTE ANÓXICO, CON BAJO CA Y PRESENCIA DE $(MnCa)CO_3$; CA/MN LLL, DE AMBIENTE ANÓXICO CON ALTO CONTENIDO DE CA Y PRESENCIA DE $(MnCa)CO_3$ Y FeS_2 ; CA/MN LV, DE AMBIENTE FUERTEMENTE ANÓXICO, CON ALTO V Y CA Y PRESENCIA DE $CaCO_3$ 81

FIGURA 67. DECAIMIENTO DE LA MASA EN RELACIÓN CON EL AUMENTO DE LA TEMPERATURA (SERIE 1); DERIVADA TERMOGRAVIMÉTRICA (SERIE 2). MUESTRA DE CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L. (AD – C – 01. 82

FIGURA 68. DECAIMIENTO DE LA MASA EN RELACIÓN CON EL AUMENTO DE LA TEMPERATURA (SERIE 1); DERIVADA TERMOGRAVIMÉTRICA (SERIE 2). MUESTRA DE POTRERO PRIETO (PP – 05)..... 83

FIGURA 69. DECAIMIENTO DE LA MASA EN RELACIÓN CON EL AUMENTO DE LA TEMPERATURA (SERIE 1); DERIVADA TERMOGRAVIMÉTRICA (SERIE 2). MUESTRA DE CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES (CAM – 07). 83

FIGURA 70. MADUREZ BASADA EN LA TEMPERATURA MÁXIMA (TMAX) PARA LAS MUESTRAS DE AFLORAMIENTO EN CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES, N.L. (AD – C – 01); POTRERO PRIETO, N.L. (PP – 05) Y AFLORAMIENTO EN CARRETERA ITURBIDE - CAMARONES, N.L. (CAM – 07). 85

FIGURA 71. TIPO DE KERÓGENO DE ACUERDO CON LOS ÍNDICES DE HIDRÓGENO Y OXÍGENO. DIAGRAMA DE VAN KREVELEN..... 86

FIGURA 72. COMPORTAMIENTO DE LA POROSIDAD EFECTIVA EN FUNCIÓN DE LA PRESIÓN DE CONFINAMIENTO DE LOS NÚCLEOS. 89

FIGURA 73. COMPORTAMIENTO DE LA POROSIDAD EFECTIVA EN FUNCIÓN DE LA PRESIÓN DE CONFINAMIENTO DE LOS NÚCLEOS. 89

FIGURA 74. COMPRESIBILIDAD DEL GRANO DE LA ROCA (psi^{-1}) DE CUATRO NÚCLEOS DE LUTITA NEGRA. 91



UANL

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FCT

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. CLASIFICACIÓN GRANULOMETRÍA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS Y SEDIMENTOS DETRÍTICOS (ADAMS ET AL., 1997).	2
TABLA 2. COMPOSICIÓN ELEMENTAL DE CRUDOS CONVENCIONALES (HUNT, 1995).	6
TABLA 3. CONCENTRACIONES PROMEDIO DE COMPONENTES BIOLÓGICOS EN PLANTAS Y ANIMALES (HUNT 1995).	10
TABLA 4. PRINCIPALES MACERALES PRESENTES EN EL KERÓGENO, (HUNT, 1995).	14
TABLA 5. CLASIFICACIÓN DE RESERVORIOS PETROLEROS CON BASE A SU PERMEABILIDAD (TIAB & DONALDSON, 2004)	26
TABLA 6. COMPOSICIÓN DE ELEMENTOS MAYORES (% MASA/MASA) Y TRAZA (PPM) PARA LUTITAS DE LA FORMACIÓN LA CASITA EN AFLORAMIENTOS DE LA CARRETERA MONTEMORELOS – RAYONES Y CARRETERA ITURBIDE – CAMARONES, N.L.	70
TABLA 7. DATOS OBTENIDOS DE LA PIRÓLISIS ROCK – EVAL 2 Y LECO (COT).	84
TABLA 8. CLASIFICACIÓN DE ROCAS FUENTES BASADAS EN COT SEGÚN ESPITALIÉ ET AL., (1977).	85
TABLA 9. VALORES DE POROSIDAD EFECTIVA (%) DE NÚCLEOS PERFORADOS PARALELOS A LA ESTRATIFICACIÓN.	88
TABLA 10. COMPRESIBILIDAD DEL GRANO DE LA ROCA DE LUTITA NEGRA.	90

RESUMEN

El objetivo contemplado en la tesis es la caracterización geoquímica (inorgánica y orgánica) y petrofísica de lutitas negras de la Formación La Casita (Kimmeridgiano – Tithoniano), en afloramientos del Noreste de México (Sierra Madre Oriental). Esta información ha permitido la construcción de un modelo de procedencia (roca fuente), ambiente tectónico, transporte y ambiente de depósito, así como también el establecer el potencial de generación y la porosidad de dichas rocas. El muestreo se realizó en tres localidades: (a) afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones Km 18, (b) afloramiento en carretera Iturbide – Camarones Km 2 y (c) Ejido Potrero Prieto, Galeana. Las muestras han sido estudiadas por microscopía electrónica de barrido (SEM), lo que permitió reconocer una morfología planar y laminar de los clastos. En relación con la química inorgánica, se ha determinado la concentración de elementos mayores (ICP – OES) y traza (ICP-MS). El análisis de diagramas tipo Harker indica una asociación a minerales arcillosos (SiO_2 , Na_2O y K_2O). Mientras que los diagramas de discriminación permiten inferir que las lutitas proceden de una fuente granodiorítica, posiblemente relacionada al Bloque Coahuila, constituido por rocas con una afinidad de ambiente de arco continental. Así mismo, la geoquímica indica que las rocas se depositaron en un margen pasivo. La concentración de Ca, Mn y V indica un ambiente de depósito anóxico, lo cual favoreció la acumulación y preservación de materia orgánica. Por otra parte, se realizaron análisis experimentales de termogravimetría mostrando pérdidas de masa asociadas a: (a) volatilización de H_2O , (b) descarbonatación y (c) volatilización de componentes orgánicos de bajo peso molecular. El análisis de geoquímica orgánica, mediante pirolisis Rock – Eval 2, indica que las muestras de la localidad carretera Montemorelos - Rayones N.L. y Potrero Prieto, Galeana son inmaduras térmicamente, mientras que la muestra de la localidad carretera Iturbide- Camarones se encuentra en la ventana de generación de aceite. Los resultados de carbono orgánico total (COT) señalan valores de bueno a excelente, pero con un potencial de generación muy bajo. Por último, se ha realizado análisis de petrofísica en núcleos de roca para obtener parámetros de porosidad y compresibilidad. Los resultados indican una disminución de porosidad a medida que aumenta la presión de confinamiento, sin embargo, existe un punto en donde la roca refleja aumento de porosidad. Este comportamiento se relaciona con el fracturamiento de la lutita. Los valores de porosidad oscilan entre 0.6 a 3.6%, a excepción de una muestra que presentó porosidades entre 8.9 – 35%, lo cual indica la heterogeneidad y fragilidad de las rocas de lutita en la región. Los núcleos presentan una compresibilidad entre 1×10^{-4} y $3 \times 10^{-3} \text{ psi}^{-1}$, la cual depende principalmente de la integridad de la roca.

ABSTRACT

The objective of this thesis is the geochemical (inorganic and organic) and petrophysical characterization of black shales of La Casita Formation (Kimmeridgian - Tithonian), in outcrops of Northeastern Mexico (Sierra Madre Oriental). We look for relevant information such as: source rock, tectonic environment, transport and deposit environment; as well as the hydrocarbon generation potential and porosity estimations. We sampled at three locations: a) from outcrop at 18 km of Montemorelos – Rayones road b) an outcrop at Potrero Prieto ejido, and (c) from outcrop at 2 km of Iturbide – Camarones road. These samples were subjected to scanning electron microscopy (SEM), and the results show flat and laminar clasts morphology. The study of inorganic chemistry focused to determine the major elements (ICP - OES) and trace (ICP - MS) concentrations. The analysis with Harker diagrams indicates an association with clay minerals (SiO_2 , Na_2O and K_2O). While the discrimination diagrams indicate that rock shales come from granodioritic sources, possibly related to the Coahuila Block, which present affinity to a continental arc environment; likewise, the results show that the rocks were deposited in a passive margin. The concentration of Ca, Mn and V indicates an anoxic deposition environment, which favored the accumulation and preservation of organic matter. On the other hand, the thermogravimetry study demonstrated mass losses associated to: (a) volatilization of H_2O , (b) decomposition of carbonates and (c) volatilization of organic components with low molecular mass. The analysis of organic geochemistry using Rock - Eval 2 pyrolysis indicates that samples of Montemorelos – Rayones road and Potrero Prieto are thermally immature, while samples of Iturbide- Camarones Road is within the oil generation window. The results of total organic carbon (TOC) indicate good to excellent values but with a very low generation potential. Finally, petrophysical analyzes were carried out on rock cores, to obtain porosity and compressibility parameters; the results indicate a decrease in porosity as the confining pressure increases, however, there is a pressure where the rock increases porosity. This behavior is related to fracturing of the shale. The porosity oscillates between 0.6 to 3.6%, except for one sample showing 8.9-35% indicating the heterogeneity and fragility of shale rocks in the region. The cores presented a compressibility from 1×10^{-4} y $3 \times 10^{-3} \text{ psi}^{-1}$, which depends mainly on the integrity of rock.

GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

Los hidrocarburos son compuestos orgánicos que contienen carbono e hidrógeno, presentándose en la naturaleza como gases, líquidos y en ocasiones como sólidos; estos compuestos son una fuente importante para la generación de energía en industrias, y también representan un recurso para la fabricación de múltiples materiales con los cuales hacemos nuestra vida más fácil (Cornejo - Arteaga, 2011). A lo largo de la última década se ha presentado una problemática debido al crecimiento de la demanda energética y a la declinación de los yacimientos de gas y petróleo convencionales, lo cual ha llevado a aplicar técnicas de exploración y extracción, tales como refinación de arenas bituminosas, explotación de yacimientos de petróleo en aguas profundas, perforación direccionada y la explotación de hidrocarburos en lutitas negras (black shales) por medio de fracturación hidráulica; todo esto con el fin de fortalecer el mercado de los hidrocarburos (Jaramillo, 2014). El término “lutitas negras” (black shales) ha sido utilizado para designar a rocas arcillosamente laminares con un alto contenido de materia orgánica (Hunt, 1995; Calvacante et al., 2003). Dichas rocas generadoras de hidrocarburos bajo condiciones especiales pueden considerarse también como roca almacén. De esta forma, debido a su contenido de materia orgánica y sus propiedades petrofísicas son de importancia económica. Aunque en la actualidad la aplicación del fracturamiento hidráulico no ha sido globalizado, se estiman grandes reservas a nivel mundial International Energy Agency (2014) lo cual puede llegar a traer grandes beneficios a futuro.

En el presente trabajo se llevó a cabo la caracterización de lutitas negras de la Formación La Casita en afloramientos del Noreste de México: (a) geoquímica inorgánica, para determinar la procedencia, ambiente tectónico, transporte y ambiente de depósito, (b) geoquímica orgánica, para determinar el porcentaje de carbono orgánico total e hidrocarburos libres y establecer los tipo de kerógeno de las lutitas, y (c) petrofísica, para determinar la variación de porosidad y compresibilidad de estas rocas Aunque las rocas estudiadas en este trabajo se encuentran expuestas y por tanto afectadas por intemperismo y erosión, es importante su estudio ya que sirven para comprender mejor el origen, formación y funcionamiento de formaciones análogas formadoras de hidrocarburos.

1.2 COMPOSICIÓN Y PROCEDENCIA DE LAS ROCAS SILICICLÁSTICAS

Cerca del 66 % de la superficie de la Tierra está cubierta por rocas sedimentarias, las cuales son la fuente principal de información en relación con las condiciones del pasado en la superficie. Aproximadamente, el 80 % de estas rocas se componen de fragmentos transportados, producto de la disgregación de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas preexistentes y que se han denominado rocas detríticas o clásticas (Blatt & Jones, 1975). De acuerdo con su granulometría, este tipo de litología puede dividirse en varias clases, que cubren desde bloques hasta arcillas (ver Tabla 1; Adams et al., 1997).

Tabla 1. Clasificación granulométrica de las rocas sedimentarias y sedimentos detríticos (Adams et al., 1997).

Diámetro límite (en milímetros de la clase)	Denominación de la clase	Denominación de la roca según su granulometría	
256	Bloque	Rudita Conglomerado Brecha	
64	Bloque pequeño		
4	Canto		
2	Canto pequeño		
1	Arena muy gruesa	Arenita Arenisca Arena	
0,5	Arena gruesa		
0,25	Arena		
0,125	Arena fina		
0,0625	Arena muy fina		
0,0312	Limo grueso	Limolita	Argilita Lutita Pelita
0,0156	Limo medio		
0,0078	Limo fino		
0,0039	Limo muy fino		
	Arcilla	Arcilita	

La naturaleza de las rocas sedimentarias (o siliciclásticas) es determinada principalmente por un proceso complejo que depende de cuatro factores que van desde su fuente (origen) hasta su consolidación (McLennan et al., 2003): (a) el sitio en donde inicia la producción de los sedimentos (procedencia), donde una corteza continental expuesta por procesos tectónicos, se ve afectada por agentes climáticos que controlan su intemperismo y los procesos erosivos; (b) la trayectoria de transporte, donde el medio de transferencia (ya sea acuosa, eólica, etc.), el gradiente y la distancia de la cuenca en donde se depositan los detritos pueden modificar la textura y composición del material

intemperizado; (c) el sitio del depósito, donde los factores físicos, químicos y biológicos controlan los procesos naturales de la acumulación sedimentaria y la transformación temprana relacionada al sepultamiento; y (d) las condiciones posteriores del sepultamiento, en donde los procesos diagenéticos después de un tiempo considerable pueden alterar la textura y la composición de los sedimentos sepultados. La mayoría de los procesos geológicos antes mencionados dejan señales o huellas geoquímicas muy características y estas son uno de los registros más importantes que están disponibles para realizar reconstrucciones paleo-ambientales de la superficie terrestre (Sageman & Lyons, 2004).

A lo largo del tiempo se han desarrollado diversas metodologías petrográficas, geoquímicas e isotópicas con el objetivo de establecer el origen y la evolución de rocas sedimentarias clásticas. Esta información ha sido de utilidad en la elaboración de modelos de asociación tectónica, paleo - climatología, diagénesis o desarrollo de depósitos económicos.

1.2.1 Procesos de generación y diagénesis de horizontes siliciclásticos

1.2.1.1 Procedencia

El control de la composición química de los sedimentos terrígenos lo ejerce la composición original de las rocas fuente, factor denominado “procedencia”. Típicamente, esas fuentes incluyen una mezcla variada y compleja de litologías ígnea/metamórfica de la corteza continental, litologías volcánicas relacionadas a arcos y rocas sedimentarias recicladas (McLennan et al., 1993). La participación de otras fuentes, tal como las localizadas en los terrenos volcánicos y en la corteza oceánica obducida (ejemplo: ofiolitas) también pueden ser de importancia.

La distribución de elementos traza en rocas terrígenas es fuertemente sensible a la naturaleza de su procedencia. Esto se debe a que, durante la mayoría de los procesos sedimentarios, elementos como Al, Fe, Ti, Mn, Zr, Hf, Nb, Sn, Cr, Ni, V, Co, REE, Y, y Sc, son retenidos en forma extrema en los productos de alteración y una cantidad no significativa es liberada en los lixiviados.

1.2.1.2 Intemperismo

Es el proceso con mayor influencia en la geoquímica de los sedimentos terrígenos sedimentarios. El intemperismo de la parte superior de la corteza continental es dominado por la alteración de los feldspatos (y vidrio volcánico), ya que en promedio este grupo de minerales representa 70 % de la corteza superior (McLennan et al., 2003).

1.2.1.3 Clasificación granulométrica

Durante el transporte de sedimentos, ya sea por vía aérea o acuática, la separación de los minerales es controlada por el tamaño de grano, densidad y forma. Para los componentes mineralógicos más abundantes (y sus elementos mayores), los procesos de intemperismo y clasificación pueden ser difíciles de diferenciar, ya que el proceso de intemperismo continua durante el transporte del sedimento (Johnsson, 1993). Con el incremento de la madurez textural en areniscas, las concreciones típicas de cuarzo y feldespato se incrementan a expensas del material con un tamaño de arcillas (principalmente minerales arcillosos). Esto resulta en un aumento de la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y un descenso en la mayoría de los elementos mayores. Durante el intemperismo y el transporte, las plagioclasas son menos estables en comparación con el feldespato potásico. Esto da como resultado un incremento en las relaciones feldespato potásico /plagioclasa $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (McLennan et al., 2003). Durante el proceso de la clasificación granulométrica ocurre un incremento de minerales pesados (por ejemplo, zircón, monacita, magnetita) en arenas y areniscas (Pettijohn et al., 1972). En comparación a los minerales principales (olivino, piroxeno, feldespato, plagioclasa), la estructura y la composición de los minerales pesados tienden a ser menos afectadas por los procesos de transporte sedimentario (Morton & Johnsson, 1993). Un reciclaje constante de los sedimentos produce el enriquecimiento de metales pesados y de los elementos traza asociados a estos minerales (McLennan et al., 1993).

1.2.1.4 Diagénesis

Existe una variedad importante de transformaciones diagenéticas que experimentan los minerales, las cuales ejercen influencia sobre los elementos mayores, traza y las relaciones isotópicas dentro de las rocas sedimentarias, por ejemplo: (a) la transformación diagenética illita/minerales arcillosos de capas mezcladas (mixed layer clays) (Lynch, 1997), que potencialmente pueden afectar a la geoquímica (Furlan et al., 1996) y los sistemas isotópicos Rb – Sr y K – Ar del sedimento (Dong et al., 2000); (b) la albitización y la formación de feldespato autigénico, que pueden afectar la geoquímica (Fedo et al., 1997) y a los sistemas isotópicos K – Ar, Rb – Sr y U – Th – Pb (McLennan et al., 2000); (c) la gran variedad de reacciones diagenéticas que involucran fases fosfáticas a nivel traza (por ejemplo, apatito, monacita o xenotima diagenéticas) y minerales relacionados (por ejemplo, calcita diagenética), especialmente en rocas con alto contenido de materia orgánica y ricas en fosfatos, las cuales influyen en la abundancia de REE, U y Pb, así como los sistemas isotópicos Sm – Nd y U – Th – Pb (McNaughton et al., 1999).

1.3 DEFINICIÓN DE SISTEMA PETROLERO

El sistema petrolero es un sistema natural que incluye todos los elementos y procesos geológicos esenciales para que un yacimiento de aceite y/o gas exista en la naturaleza (Magoon & Beaumont, 2003) (ver Figura 1). El sistema describe los elementos y procesos independientes que forman la unidad funcional que crea acumulaciones de petróleo económico.

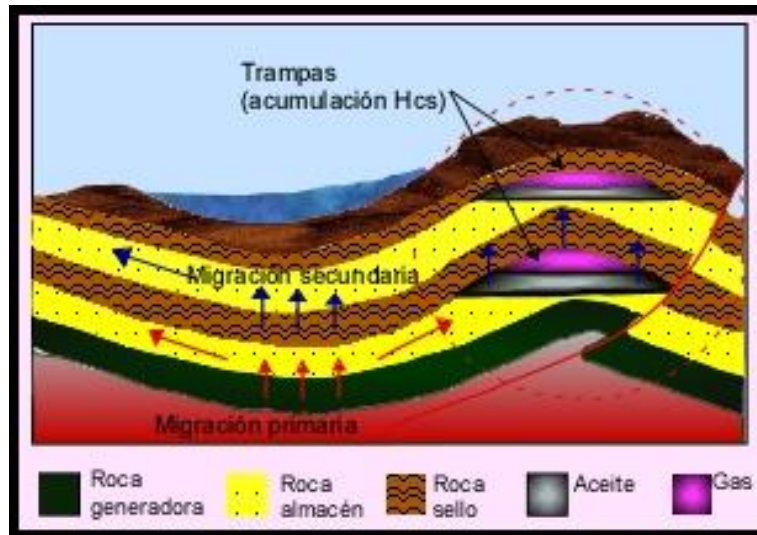


FIGURA 1. Sistema petrolero de un yacimiento convencional. Basado de Al-Hajeri & Al Saeed (2009).

El Petróleo es una mezcla de moléculas de hidrógeno y carbono y en menor cantidad de moléculas orgánicas que contienen azufre, oxígeno, nitrógeno y algunos metales, que se encuentra en las rocas (Gluyas & Swarbrick, 2004); los valores típicos de concentración de los principales elementos constituyentes del petróleo son presentados en la Tabla 2. El petróleo incluye altas concentraciones de las siguientes sustancias: (a) hidrocarburo biológico o termal encontrado en depósitos convencionales, hidratos del gas, lutitas fracturadas, (b) condensados, (c) aceite crudo y (d) depósitos de bitumen natural, generalmente en rocas siliciclasticas y carbonatos (Magoon & Beaumont, 2003).

Elementos y procesos

Los elementos esenciales de un sistema petrolero incluyen:

- Roca generadora; es una roca sedimentaria que contiene suficiente materia orgánica (generalmente COT > 0.5%), tal que cuando es sepultada en ambientes específicos (anóxicos) y es calentada por procesos naturales, producirá petróleo (aceite y/o gas).

- Las altas concentraciones de materia orgánica ocurren tendencialmente en sedimentos que se acumulan en áreas de alta productividad orgánica y agua estancada; estos pueden incluir afloramientos costeros ricos en nutrientes, pantanos, mares poco profundos y lagos. Por lo tanto, diferentes tipos de materia orgánica producen diferentes tipos de petróleo; la materia orgánica rica en contenido algáceo comúnmente produce aceite con gas asociado en la maduración, mientras que los tejidos leñosos tienden a derivar gas en la maduración.

Tabla 2. Composición elemental de crudos convencionales (Hunt, 1995).

Elemento	Concentración (% en peso)
Carbono	83 – 87
Hidrógeno	11 – 15
Azufre	0.1 – 6
Nitrógeno	0.1 – 1.5
Oxígeno	0.3 – 1.2

- Roca sello; la densidad del aceite y el gas es menor a la del agua, como tal, una vez que estos materiales migran de la roca generadora tienden a subir dentro de la columna estratigráfica de las rocas sedimentarias. Los petróleo seguirá subiendo por la fuerza de flotabilidad hasta que encuentre un sello que limite su trayectoria hacia arriba o lateralmente. Los sellos comúnmente son rocas formadas por materiales de grano fino o rocas cristalinas, es decir rocas con muy baja permeabilidad. Ejemplos típicos incluyen (a) lutitas, (b) caliza recristalizada, (c) micas, (d) anhidritas y halita y (e) algunas rocas generadoras que pueden tener cualidades de roca sello. Los sellos también pueden desarrollarse a lo largo de planos de fallas y zonas de fracturas.

En sí, la presencia de sellos es crítica para el desarrollo de acumulaciones de petróleo en el subsuelo, ya que, con la falta de estos, el hidrocarburo continuaría ascendiendo hasta llegar a la superficie de la tierra.

- Trampas; se describen como la geometría del contenedor que entrapa al hidrocarburo. Principalmente se conocen tres categorías de trampas (Allen & Allen, 1990):
 1. Estructurales; estas son generadas a través de procesos tectónicos, diapirismo, compactación, y procesos gravitatorios.

2. Estratigráficas; son formadas debido a variaciones litológicas o alternancia en el acomodo de los sedimentos
 3. Hidrodinámicas; las trampas hidrodinámicas son poco comunes. Estas son causadas por la diferencia de las presiones del agua asociada con su flujo, lo cual crea una inclinación entre los contactos de hidrocarburos y agua.
- Roca reservorio; el reservorio tiende a ser una roca porosa y permeable para permitir la circulación y estancamiento del hidrocarburo. En la naturaleza existen dos tipos de porosidades: (a) la porosidad primaria (es la que se desarrolla durante la formación de la roca) y (b) la porosidad secundaria (esta se desarrolla en rocas poco porosas y permeables, ya sea por fracturas, dolomitización o disolución). Las rocas reservorio comúnmente son areniscas de grano grueso o carbonatos.

Los procesos esenciales de un sistema petrolero son los siguientes:

- Generación: Este es el primer proceso del sistema petrolero y que marca su inicio. La generación de petróleo comienza con una cuenca sedimentaria, la cual es rellenada por sedimentos ricos en materia orgánica. Dicho material debe mantenerse en un ambiente reductor (anóxico) para así preservar su contenido, posteriormente es sepultado a una profundidad y temperatura considerable para que así los sedimentos y la materia orgánica que contienen, experimenten una serie de procesos (diagénesis, catagénesis y metagénesis) formadores de petróleo como se muestra en la Figura 2 (Tissot & Welte, 1984).

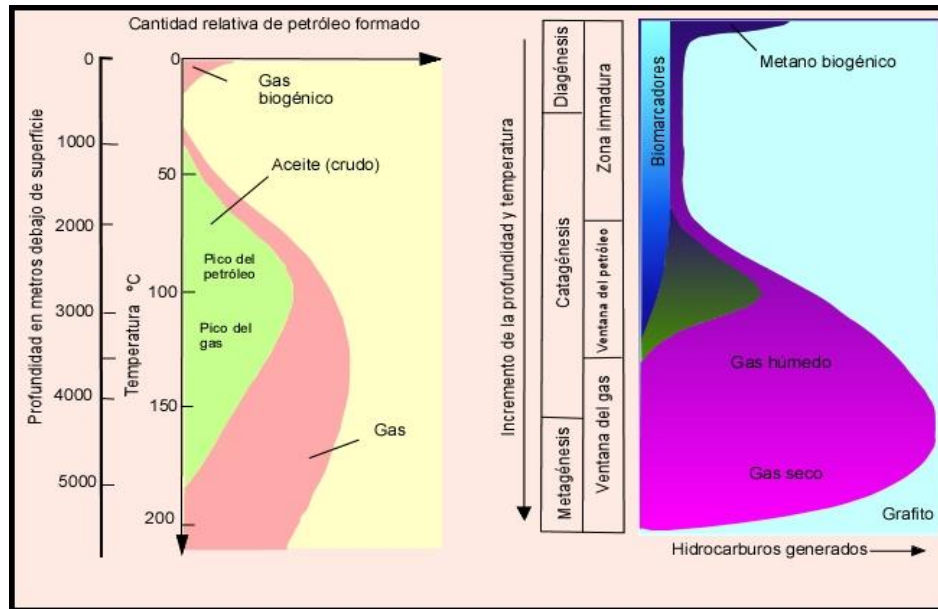


FIGURA 2. Serie de procesos (diagénesis, catagénesis y metagénesis) formadores de petróleo con respecto a profundidad y temperatura. (Tissot & Welte, 1984).

- **Migración:** es el proceso o procesos mediante el cual el petróleo se mueve de su lugar de origen (roca generadora) hacia la superficie terrestre. Los componentes del petróleo a lo largo de su ruta hacia la superficie pueden ser retenidos temporalmente por trampas. El proceso de migración puede ser dividido en tres etapas:
 - 1.- Migración primaria – Expulsión del petróleo de la roca madre.
 - 2.- Migración secundaria – El viaje de la roca fuente a la trampa.
 - 3.- Migración terciaria – Fugas y disipación del petróleo a la superficie terrestre.
- **Acumulación:** Una vez que los componentes del petróleo migran a través de rocas porosas y permeables, fisuras y fracturas, estos pueden llegar a superficie a no ser que en su trayectoria encuentren una barrera (trampa) que los obligue a acumularse (Allen & Allen, 1990)

1.3.1 Yacimientos no convencionales

Como ya se mencionó anteriormente, un sistema petrolero “convencional” consiste en una serie de elementos que se tienen que encontrar en una línea de tiempo, con procesos muy puntuales. En cambio, los “yacimientos no convencionales” consisten en sistemas con una roca generadora inmadura o degradada, en donde aceite o gas se producen de una roca con baja permeabilidad, o inclusive en hielo o permafrost, la cual necesita ser estimulado para que fluya el petróleo (Hyne, 2012).

Los principales tipos de yacimientos no convencionales incluyen: (a) gas y aceite de lutitas, (b) tight gas (gas apretado), (c) coal bed gas (bancos de carbon), (d) arenas bituminosas y (e) hidratos de gas (Hyne, 2012). La lutita negra generadora de gas es una roca que ya ha generado hidrocarburos, pero no todo el gas ha sido expulsado, y está contenido en los espacios porosos de la roca. Por otra parte, la lutita negra generadora de aceite es una roca rica en materia orgánica lo suficientemente vieja pero que no ha sido experimentado un sepultamiento profundo para alcanzar el calor necesario (>50°C) para transformar a la materia organica en aceite (Hyne, 2012).

En este trabajo de investigación se llevó a cabo el estudio de lutitas negras, que podrían representar yacimientos no convencionales de tipo gas - oil shale; en donde la lutita negra funge como roca generadora, almacén y sello, debido a sus características petrofísicas.

1.4 ORIGEN DE LA ROCA GENERADORA - MATERIA ORGÁNICA

La composición química de la materia orgánica es diversa ya que los organismos de la cual se derivan son complejos. Los principales componentes biológicos de organismos vivientes son: (a) proteínas, (b) carbohidratos, (c) lípidos y (d) lignito; las concentraciones promedio de componentes biológicos según Hunt (1995) se encuentra en la Tabla 3. El tejido animal y las enzimas son compuestos parcialmente protéicos, contruidos a base de aminoácidos. Los carbohidratos también son encontrados en tejido animal, siendo la principal fuente de energía de los organismos vivos. Los lípidos son compuestos orgánicos grasos, insolubles en agua y se encuentran en algas, polen y esporas. El lignito es un componente de alto peso molecular caracterizado por estructuras hidróxi-aromáticas que son comunes en plantas, pero no en tejido animal (Gluyas & Swarbrick, 2004). Algunos de estos compuestos son preservados durante la generación del petróleo, por lo que pueden ser indicativos del ambiente de depósito en el cual se acumuló la materia orgánica.

Tabla 3. Concentraciones promedio de componentes biológicos en plantas y animales (Hunt 1995).

Sustancia		Porcentaje en peso			
Plantas:		Proteínas	Carbohidratos	Lípidos	Lignito
	Madera de Abeto	1	66	4	29
	Hoja de Roble	6	52	5	37
	Agujas de Pino	8	47	28	17
	Fitoplancton	23	66	11	—
	Diatomeas	29	63	8	—
	Licopodios	8	42	50	—
Animales:	Zooplancton	60	22	18	—
	Copépodos	65	25	10	—
	Ostras	55	25	12	—
	Invertebrados superiores	70	20	10	—

1.4.1 Proceso de depositación de black shales.

Como ya se mencionó anteriormente, el tema en estudio de este trabajo son las lutitas negras, es por eso por lo que en breve se describirán algunos procesos de depositación de estas. El material (sedimentos y materia orgánica) formador de lutitas negras puede ser depositado principalmente por los siguientes procesos:

(a) Sedimentación pelágica: la cual es un proceso de sedimentación vertical bajo la influencia de la gravedad, por el cual el material biogénico primario y los detritos terrígenos caen lentamente al fondo marino. Esta sedimentación es típicamente lenta, con tasas de acumulación que van de 1cm/ky (1 ky = 1000 años) (2.5 g/cm² ky) hasta 8 cm/ky (20 g /cm² ky), dependiendo de la productividad primaria (Shannon & Nelson, 1996), (b) sedimentación de fondo (corrientes de fondo): estas corrientes son impulsadas por la circulación termohalina incluyendo la influencia de aguas profundas de los principales sistemas accionados por el viento; las corrientes débiles sólo afectan a la sedimentación pelágica de fondo, las corrientes moderadas pueden transportar largas distancias el material de grano fino, mientras que las corrientes más fuertes pueden acarrear arenas y gravas o causar cortes en superficies de erosión en mar profundo, las tasas de acumulación de sedimentación profunda oscilan entre 10 y 20 cm/ky (25 - 50 g/cm² ky) (Stow et al.,1996), (c) flujo hiperpicnial: este tipo de sedimentación implica la descarga de sedimento suspendido en la boca de los ríos durante periodos de inundación (Mulder et al., 1997) o de sistemas de alta latitud alimentados por glaciares

(Syvitski et al., 1990); el flujo de fondo es causado por la densidad excesiva del sedimento y, en algunos casos, el sedimento se asienta relativamente cerca de la desembocadura de los ríos, pero el flujo hiperpicnial puede continuar hacia las aguas profundas a través de pendientes de pro-deltas, (d) corrientes de turbidez: son una de las maneras más importantes por las que el material de grano fino (medio y grueso) se transfiere de agua superficial a profunda; material (sedimentos y materia orgánica) son llevados a aguas profundas de manera turbulenta, propulsados por la gravedad en zonas de pendiente (Stow et al., 1996); las tasas de acumulación de este tipo de sedimentación son muy variables ya que pueden ser eventos de baja o alta magnitud y van de 10 cm a 1 m/ky (25 - 250 g/cm² ky) y (e) deslizamientos en masa: estos son procesos de transporte de masa debido a la gravedad, que pueden transportar grandes volúmenes de sedimentos ladera abajo hacia el fondo marino en un solo evento (Hampton et al., 1997).

Cada uno de los procesos resumidos anteriormente es capaz de depositar sedimentos ricos en compuestos orgánicos o de influir en la sedimentación de lutitas negras. Cabe mencionar que estos procesos pueden funcionar solos o en sincronía.

1.4.2 Preservación de la materia orgánica.

Aunque más del 90 % de la materia orgánica que entra en el reino marino, ya sea a partir de la entrada terrígena o de la productividad marina primaria, es destruida por oxidación y degradación bacteriana antes de su incorporación al sedimento, una parte de esta materia orgánica se conserva (Huc, 1995). Esta preservación se debe a diversas variables independientes e interactuantes las cuales son mencionadas enseguida:

(a) Alta productividad: esto quiere decir que la cantidad de materia orgánica a través de la columna de agua hasta el fondo marino en donde se encuentra el sedimento sea suficientemente alta para que el insumo supere la degradación. Con esto se conservará algo de materia orgánica (Gallois, 1976), (b) tipo de materia orgánica: el tipo de hidrocarburo generado dependerá del tipo de productividad primaria, es decir, productividad primaria marina es propensa a generar aceite y productividad primaria terrestre es propensa a generar gas (Derenne et al., 1991), (c) bajos niveles de oxígeno: cuando el contenido de oxígeno de las aguas de fondo es extremadamente bajo o nulo (< 0.1 mL de O₂ disuelto/L de H₂O), entonces la tasa de degradación bacteriana de la materia orgánica es al menos, retardada, (d) rápido sepultamiento: altas tasas de sedimentación llevan al sepultamiento rápido de la materia orgánica y, por lo tanto la elimina de la zona superior oxigenada de la columna de sedimento en donde la degradación aeróbica es particularmente alta (Dean et al., 1984), y (e) sedimentos de grano fino: el tamaño de grano fino reduce la permeabilidad de un sedimento y por lo tanto inhibe la circulación de agua cargada de oxígeno; la materia orgánica que ha sobrevivido para

incorporarse a un sedimento de grano fino tiene mayores posibilidades de conservación que la materia orgánica en sedimentos en arena o grava (Keil et al., 1994) (ver Figura 3).

Los ambientes de alta productividad orgánica pueden ser: (a) márgenes continentales, (b) lagunas y mares restringidos (c) deltas en latitudes cálidas y (d) lagos y pantanos (Demaison & Moore, 1980).

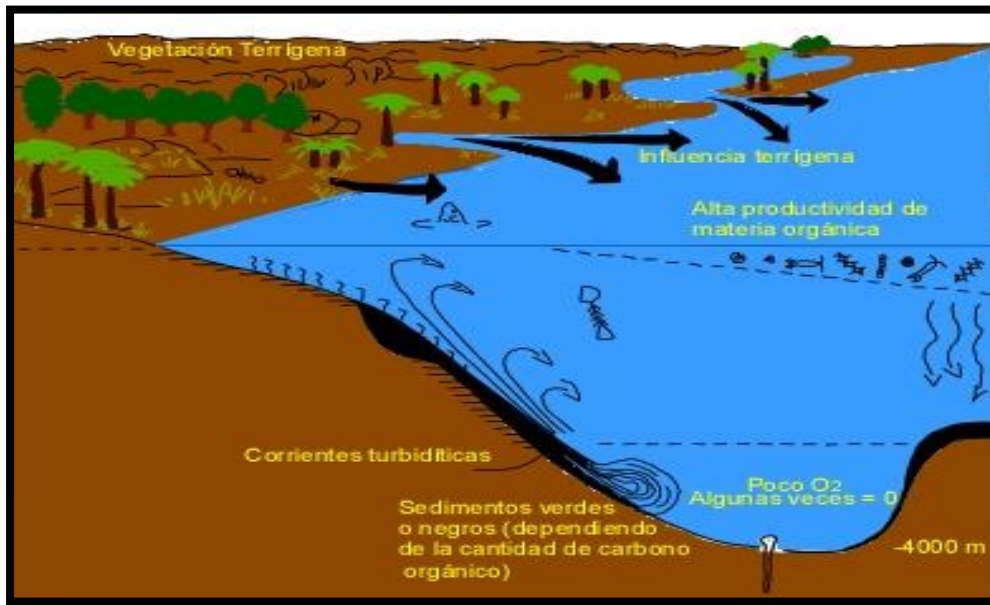


FIGURA 3. Ilustración esquemática de los principales factores que afectan la preservación de materia orgánica en ambientes marinos profundos (Arthur et al., 1984).

Las aguas oceánicas tienden a ser estratificadas, lo que resulta de la alta productividad orgánica en la zona fótica. La circulación del agua oxigenada que va de la superficie al piso oceánico suministra oxígeno a todos los organismos que habitan en el fondo marino. Los periodos de corrientes, la alta actividad biológica en superficie provoca una deficiencia de oxígeno en la capa inferior inmediatamente. Donde esta capa anaeróbica intercepta la porción superior de la pendiente del margen continental, se conservan restos orgánicos, ya que existe una relativa escasez de organismos para descomponer dichos fragmentos orgánicos.

A lo largo de algunas partes de los márgenes continentales, el surgimiento de aguas ricas en nutrientes crea un sitio favorable para niveles aún más altos de productividad orgánica. Por otra parte, la proliferación periódica de algas (más frecuentes en condiciones de calma y calidez) también pueden actuar para envenenar el micropláncton, dando lugar a altas tasas de depositación y preservación en estos entornos (Gluyas & Swarbrick, 2004).

Las lagunas y mares restringidos (mares cerrados) son favorables para la alta preservación de la materia orgánica, ya que la falta de circulación de agua de la capa superior oxigenada hacia el fondo induce a condiciones anóxicas. Los deltas son catalogados como los ambientes de depositación con rangos de sedimentación más altos. Esta es la razón por la cual algunos sedimentos deltaicos llegan a ser rocas generadoras. Un depósito rápido conduce a un rápido enterramiento, lo cual generará una cama gruesa de sedimentos, que contiene una gran cantidad de materia orgánica derivada de ambientes terrestres. Los lagos de agua dulce dentro de los continentes son ambientes de alta productividad y preservación en sus aguas anóxicas del fondo, que caracterizan el lecho del lago. Las algas y hongos/bacterias son los organismos dominantes que crean a las lutitas aceitosas lacustres; algunos lagos tienen una baja entrada de sedimentos clásticos; produciendo acumulaciones gruesas en el lecho marino de depositación lenta, pero lodo muy rico en materia orgánica (Demaison & Moore, 1980).

1.4.3 Kerógeno

El kerógeno es el componente orgánico más abundante en la Tierra (Brooks et al., 1987) y es un término usado para un conjunto de compuestos orgánicos complejos, con una composición que depende de una fuente de materia orgánica original. El kerógeno está compuesto de proporciones variantes de C, H y O. Tales datos elementales del kerógeno se muestran en un diagrama desarrollado por primera vez por Van Krevelen (ver Figura 4).

El kerógeno es subdividido convencionalmente en cuatro tipos principales, basados en el contenido del maceral; que es la fuente orgánica original. Los principales grupos macerales son (a) liptinita (b) exinita (c) vitrinita y (d) inertinita (Tabla 4). Esto es útil en la geología del petróleo ya que ayuda a identificar el ambiente de depositación de la roca fuente por varias razones; (a) el tipo de kerógeno depende del tipo de materia orgánica preservada en cada ambiente sedimentario, (b) cada tipo de kerógeno madura bajo diferentes condiciones de sepultamiento, controlando la temporización de la generación del petróleo y la expulsión de la roca fuente, y (c) por último, cada tipo de kerógeno produce un contraste de productos derivados del petróleo. Los tipos de kerógeno presentes en la roca fuente pueden ser reconocidos en base a propiedades ópticas, tales como color, fluorescencia, y reflectancia.

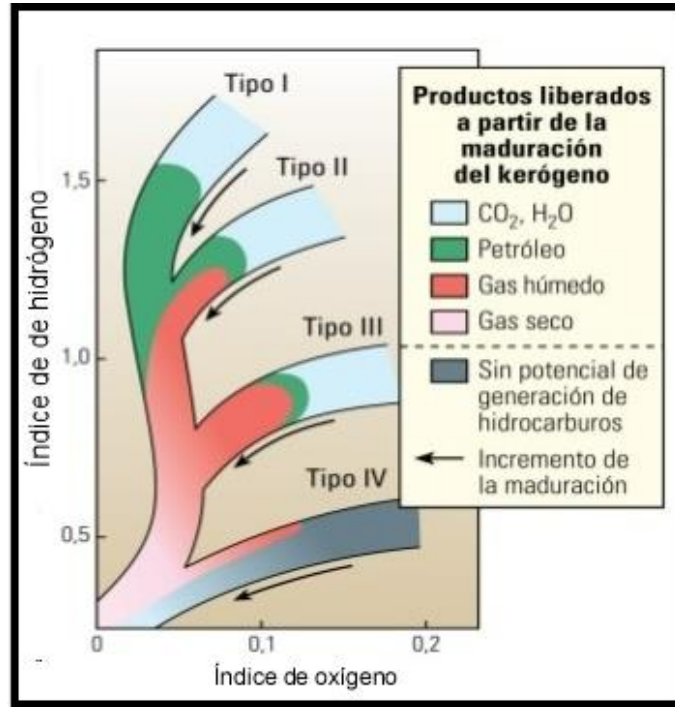


FIGURA 4. Grafica de Van Krevelen que muestra las vías de maduración de los tipos de kerógenos en sus relaciones atómicas H:C y O:C. La madurez aumenta en la esquina inferior izquierda del gráfico. Los tipos de kerógeno I y II (liptinita y exinita) son propensos al aceite, el tipo III (vitrinita) es propenso a los gases, y el tipo IV (inertinita) no tiene potencial de generación (Tissot & Welte, 1984).

Tabla 4. Principales macerales presentes en el kerógeno, (Hunt, 1995).

Macerales	Tipo de kerógeno	Materia orgánica original
Liptinita	I	Lípidos de plantas terrestres y algas marinas
Exinita	II	Polen y esporas
Vitrinita	III	Material leñoso y celulósico de plantas terrestres
Inertinita	IV	Carbon: materia altamente oxidada o rebajada

1.4.3.1 Liptinita

La Liptinita (tipo I) tiene una alta relación de hidrógeno – carbono, y una baja relación de oxígeno – carbono (ver Figura 4). Propensa a generar aceite con un rendimiento arriba de 80%. Es derivada mayormente de fuentes algales, ricas en lípidos los cuales fueron formadas en ambientes lacustricos y/o lagunares. La liptinita es fluorescente bajo luz UV.

1.4.3.2 Exinita

La exinita (tipo II) tiene relaciones intermedias de hidrogeno a carbono y oxigeno – carbono (ver Figura 4). Propensa a generar aceite y gas con rendimientos de 40 – 60 %. La fuente principal

son restos de membranas vegetales (esporas, polen etc.), fitoplancton y microorganismos bacterianos en sedimentos marinos. La exinita flúorese bajo la luz UV. Algunos kerógenos ricos en exinita contienen alta proporción de sulfuros y son denominados kerógeno tipo II – s. La presencia de sulfuros influye en el tiempo y velocidad de maduración del kerógeno. El kerógeno tipo II es el más abundante.

1.4.3.3 Vitrinita

La vitrinita (tipo III) tiene una relación baja de hidrogeno – carbono, pero relación alta de oxígeno - carbono (ver Figura 4) y por lo tanto forma un kerógeno de bajo rendimiento, generando principalmente gas. La fuente primaria son restos de plantas de origen terrestre encontrados en carbones y/o sedimentos carbonosos. La vitrinita no es fluorescente bajo la luz UV. Sin embargo, es cada vez más reflectiva en altos niveles de maduración y por lo tanto puede ser un indicativo de madurez de la roca fuente.

1.4.3.4 Inertinita

La inertinita (tipo IV) es un producto no fluorescente. Presenta un alto contenido de carbón y bajo contenido de hidrógeno (ver Figura 4), y a menudo se denomina como “dead carbon” el cual no tiene potencial efectivo para producir gas y petrolero (Brooks et al., 1987).

1.4.3.5 Cantidad y calidad del kerógeno

El ambiente en el sitio de depositación de la materia orgánica controla la cantidad y calidad del kerógeno que se encuentra en la roca madre. Estos incluyen la velocidad de depositación y sepultamiento, la proporción de entrada de plantas terrestres y/o marinas y el estado de oxidación del ambiente de depositación.

La cantidad de kerógeno en una roca define su riqueza como roca fuente, la cual se relaciona con su potencial de petróleo de dos maneras: (a) cuanto más rica sea la roca fuente, será mayor el volumen de hidrocarburos que pueden ser generados y (b) cuanto mayor es la proporción de roca que es materia orgánica, mayor es la eficiencia de la migración de hidrocarburos fuera de la roca fuente. La cantidad de kerógeno en una roca fuente es determinada por el carbono orgánico total (COT). La mayoría de las rocas generadoras contiene más del 1% de carbono orgánico total, así como rocas generadoras ricas contienen 5 – 20% de carbono orgánico (Hunt, 1995).

La calidad del kerógeno en una roca determina la relación de hidrocarburo, es decir, el volumen de hidrocarburos generado para cada volumen de roca fuente, lo cual es usualmente expresado en kilogramos de hidrocarburo por tonelada de roca (*kg HC/Ton*). Existen varios tipos de

técnicas para evaluar el potencial de muestras de la roca fuente, tales como inspección visual del tipo de kerógeno, análisis elementales y pirolisis.

1.4.4 Maduración de la roca fuente: kerógeno a aceite – gas

El kerógeno está compuesto de moléculas grandes de hidrocarburo que son estables a bajas temperaturas, pero se descomponen en moléculas más pequeñas en compuestos de hidrocarburos líquidos y gaseosos con exposición progresiva a temperaturas más altas. Además, se producen gases no hidrocarburos tales como CO_2 y H_2 . La transformación a compuestos más pequeños y más ligeros está controlada por la cinética de reacción; es decir, la fuerza de los enlaces entre los átomos y, por lo tanto, la energía requerida para romper esos enlaces. Muchos estudios han demostrado que el control más importante es la temperatura. Los controles menores son la naturaleza y la abundancia del kerógeno en la roca fuente y la presión.

1.4.5 La química del petróleo

El petróleo es una mezcla de hidrocarburos y otros compuestos orgánicos que juntos dictan su química y propiedades físicas. Los hidrocarburos son moléculas compuestas de hidrógeno (H) y carbono (C), enlazados juntos, aunque también contienen en menor cantidad moléculas orgánicas que contienen nitrógeno (N), oxígeno (O), y sulfuros (S). Pequeñas pero significantes cantidades de compuestos organometálicos que incluyen vanadio (V) y níquel (Ni) están presentes también. Ejemplos de hidrocarburos simples y pequeños incluyen: (a) metano (CH_4), (b) etano (C_2H_6) y (c) propano (C_3H_8). Cada uno de estos compuestos contienen solo hidrógeno y carbono. Ya que un átomo de carbono puede enlazarse con un máximo de cuatro átomos de hidrógeno, el metano es la molécula de hidrocarburo más simple, en la ausencia de oxígeno también es químicamente estable.

1.4.5.1 Alcanos (parafinas)

Metano, etano, propano y butano son compuestos estables con un máximo de átomos de hidrógeno permitidos (ver Figura 5). Estos compuestos saturados forman parte de un grupo de hidrocarburos, llamado “alcanos” con una fórmula química C_nH_{2n+2} , donde n es el número entero de átomos de carbono.

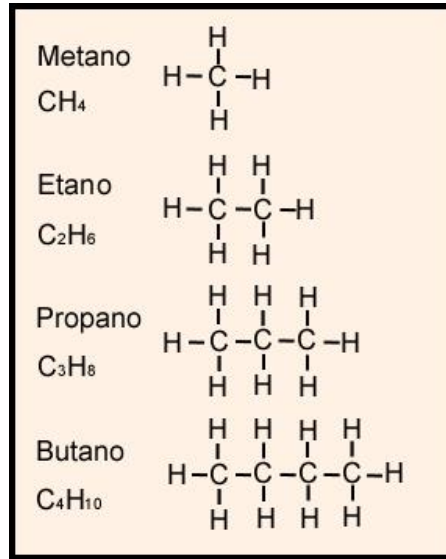


FIGURA 5. Alcanos; compuestos estables con máximo de átomos de hidrógeno permitidos, que se presentan en gases en condiciones estándar de temperatura y presión: Metano, etano, propano, butano.

Las moléculas más pequeñas hasta la fórmula C_4H_{10} (butano) se presentan en gases en condiciones estándar de temperatura y presión. Se presentan en compuestos líquidos a temperatura ambiente del C_5H_{12} (pentano) al $\text{C}_{16}\text{H}_{34}$ (hexadecano). Las moléculas más grandes tienen un número creciente de variaciones estructurales. Hay dos alcanos importantes que ocurren naturalmente, que se utilizan en el análisis de la roca fuente; pristano y fitano son alcanos ramificados de origen biológico con un número impar de átomos de carbono (C_{17} y C_{19}), cuya abundancia relativa en aceites crudos es una indicación del ambiente de depositación de su roca fuente.

1.4.5.2 Naftenos (cicloalcanos)

En algunos compuestos de hidrocarburos los átomos de carbono están unidos en un anillo, reduciendo así el número de sitios para la unión con átomos de hidrógeno (ver Figura 6). En el petróleo natural, el grupo más común de compuestos con una estructura de anillo es el de los naftenos. El más simple es el ciclopropano (C_3H_6) (ver Figura 6), el cual es un gas. El ciclopentano (C_5H_{10}) y ciclohexano (C_6H_{12}) (ver Figura 6) son líquidos y son abundantes en la mayoría de los aceites. La fórmula química para los naftenos es C_nH_{2n} . Las moléculas grandes de naftenos comúnmente tienen más de un anillo. Algunos compuestos relacionados tienen una serie de anillos con ramas de cadena recta por lo que la gama de compuestos de naftenos es grande. Como consecuencia, a menudo es posible especificar la fuente exacta de una muestra de petróleo crudo a partir de su firma química única o para que coincida con el aceite que se encuentra en el reservorio de su roca fuente.

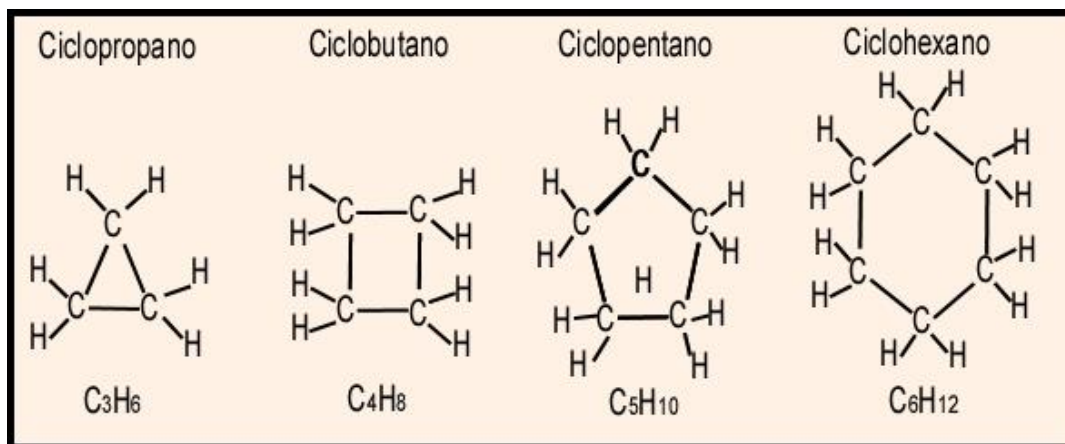


FIGURA 6. Naftenos; compuestos con estructuras de anillo: ciclopropano, ciclobutano, ciclopentano, ciclohexano.

Existe un segundo grupo de compuestos con la fórmula química C_nH_{2n} , los alquenos. Los alquenos forman un grupo de hidrocarburos insaturados en el que algunos de los átomos de carbono tienen más de un enlace (ver Figura 7). Los compuestos típicos incluyen etileno (estrictamente eteno C_2H_4) y propileno (estrictamente propeno C_3H_6). Estos compuestos existen solo en pequeñas cantidades en el petróleo natural, y los cuales también son manufacturados por la industria petroquímica porque son muy útiles para la fabricación de plásticos.

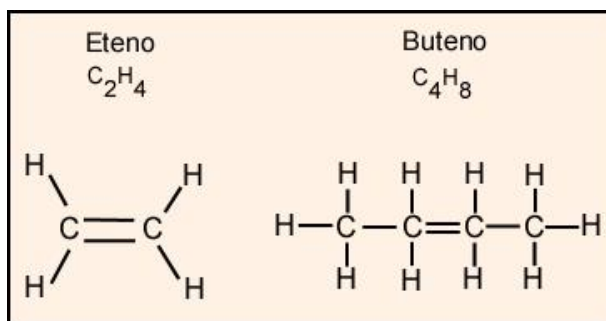


FIGURA 7. Alquenos; grupo de hidrocarburos saturados en los que algunos átomos de carbono cuentan con dos enlaces: eteno y buteno.

1.4.5.3 Aromáticos

Los hidrocarburos con estructuras de anillo no saturados con e^- deslocalizados se les denomina "aromáticos". El benceno (C_6H_6) es el más representativo (ver Figura 8). Los aromáticos más simples tienen una fórmula química C_nH_{2n-6} , pero hay muchos compuestos complicados que combinan benceno con nafteno y enlaces de cadena recta para producir una amplia gama de compuestos. Por ejemplo, el tolueno $C_6H_5CH_3$ el cual muestra que uno de los átomos de hidrógeno ha sido sustituido por una cadena ramificada de metilo (CH_3) (ver Figura 8). Él tolueno es un constituyente común en aceites crudos aromáticos. Una característica de los compuestos aromáticos

más puros es su olor agradable, en contraste con los nafteno – aromáticos, que contienen algo de azufre, tienen un olor desagradable.

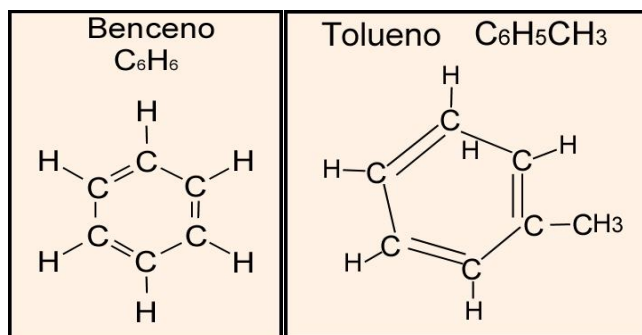


FIGURA 8. Aromáticos; compuestos de hidrocarburos no saturados con e⁻ deslocalizados, con estructura en forma de anillo: benceno y tolueno.

1.4.5.4 Asfaltenos

Hidrocarburos complejos que son relativamente enriquecidos en N, S y O son conocidos como asfaltenos o resinas. Estos compuestos se caracterizan por tener gran tamaño y alto peso molecular y forman algunas de las moléculas más pesadas en aceites crudos. Estos compuestos son encontrados frecuentemente en aceites inmaduros y donde el aceite original ha sido alterado debido a actividad biológica, generalmente a bajas temperaturas (debajo de los 90° C).

Los asfaltenos comúnmente presentan problemas particulares para el yacimiento, la sarta de producción e instalaciones. La producción de petróleo de un yacimiento requiere una caída de presión alrededor del pozo y una disminución de la temperatura en la sarta y en las instalaciones de la parte superior de la estructura. La reducción de presión y/o temperatura puede conducir a la precipitación de asfaltenos, lo que puede ocurrir en el reservorio cerca del pozo, bloqueando los poros en la roca y “matando” el pozo. También puede bloquear cualquier tubería, la limpieza, ya sea mecánica o por lavado con disolvente, es difícil y costosa en la tubería y no es posible en el reservorio. Los asfaltenos precipitados se pueden presentar naturalmente en el reservorio; una variedad de procesos puede conducir a la precipitación natural. Estos incluyen la mezcla de dos o más aceites en el subsuelo y el levantamiento, causando la temperatura y la caída de presión, o la precipitación de asfaltenos en las rutas de migración del petróleo (Larter & Aplin, 1995).

En resumen, los compuestos hidrocarburos se distribuyen en un número de grupos que dependen del arreglo molecular de los átomos de hidrógeno y carbono. El arreglo molecular determina las características físicas y químicas de los grupos, pero el tamaño de las moléculas dictamina si el compuesto es gas, líquido o sólido en condiciones estándar de temperatura y presión. La presencia de menores cantidades de N, S y O tendrá un impacto marcado en las propiedades. El

petróleo contiene una variedad de compuestos; desde gases naturales relativamente puros hasta mezclas altamente complejas encontradas en algunos aceites crudos biodegradados.

1.5 PROPIEDADES PETROFÍSICAS DE LAS ROCAS

La naturaleza de las rocas reservorio y/o black shales, que contienen petróleo y gas, dicta las cantidades de fluidos atrapados dentro del espacio vacío de estas, la capacidad de los fluidos para fluir a través de las rocas (que se obtiene con la permeabilidad) y otras propiedades físicas relacionadas.

Varios núcleos de lutita negra de la Formación La Casita (Kimmeridgiano – Tithoniano) del noreste de México fueron analizados con el poropermeómetro de la FCT-UANL, para obtener propiedades petrofísicas tales como porosidad efectiva y compresibilidad. Por tal motivo se describen algunos parámetros petrofísicos utilizados en este análisis experimental.

1.5.1 Porosidad

La porosidad de un medio poroso se denota con el símbolo ϕ y se define como la relación de espacio vacío, o volumen poroso, entre el volumen total de roca. Según Bidner (2001) esta relación se expresa en fracción o porcentaje:

$$\phi = \frac{\text{volumen poroso}}{\text{volumen total de roca}} \times 100 \quad (1)$$

En la Figura 9 se muestran ejemplos representativos de porosidades en diferentes tipos de rocas sedimentarias (areniscas y lutitas).

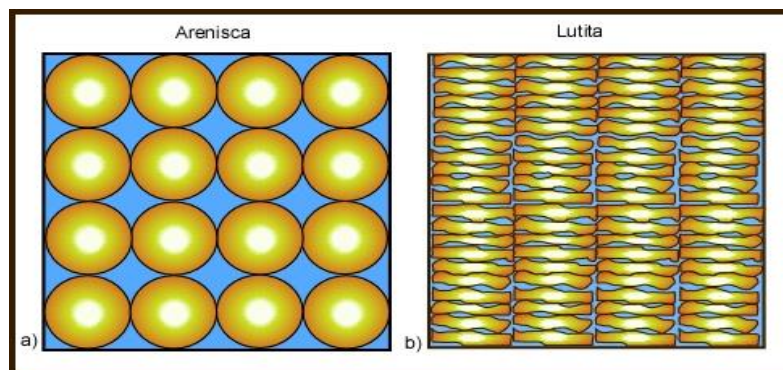


FIGURA 9. Porosidades representativas en rocas sedimentarias. a) forma y arreglo de grano de una arenisca y b) forma y arreglo de grano de una lutita. Los clastos (granos) son representados con color amarillo y el espacio poroso junto con el cementante es representado con color azul, (basado en Tiab & Donaldson, 2004).

Existen diferentes tipos de porosidades, debido a que los poros de una roca pueden estar o no conectados (Deming, 2002). Enseguida se describen los diferentes tipos de porosidades.

- ***Porosidad efectiva***

Es la relación del volumen total de poros comunicados entre el volumen total de roca, y se expresa de la siguiente forma:

$$\phi = \frac{v_{pc} [m^3 \text{ de poros comunicados}]}{v_t [m^3 \text{ de roca}]} \quad (2)$$

- ***Porosidad absoluta***

Es la fracción del volumen total correspondiente al volumen de poros conectados o no entre sí. Una roca puede tener una porosidad absoluta considerable y aun no tener conductividad a fluidos debido a la falta de comunicación entre los poros.

- ***Porosidad Residual***

Esta porosidad corresponde a la diferencia entre las dos porosidades anteriores. La cual es obtenida con la siguiente formula:

$$\phi_{residual} = \phi_{absoluta} - \phi_{efectiva} \quad (3)$$

La porosidad también se puede clasificar de acuerdo con el origen de poro, según Chierici (1994), lo cual será explicado en los siguientes párrafos.

- ***Porosidad primaria***

También conocida como intergranular, es aquella que depende en gran parte de las características de empaquetamiento de los granos o clastos y de la variación en la forma y tamaño de los granos, inherente al origen de la roca misma. Es el resultado de los procesos originales de formación del medio poroso tales como depositación, compactación, recristalización, etc.

- Porosidad secundaria***

Se debe a procesos posteriores que experimenta el medio poroso (disolución de material calcáreo por corrientes subterráneas, fracturamiento, dolomitización, etc.) después de que los sedimentos han sido convertidos en roca. La porosidad secundaria o post – depósito, es más diversa en morfología y su génesis es más compleja que la primaria.

Cabe mencionar que el tipo de poro más común en rocas sedimentarios es intergranular. El porcentaje de porosidad intergranular en un empaque cúbico y con granos esféricos puede calcularse alrededor de 47.6%. El empaque cúbico es el más abierto para los granos. El empaque romboédrico por el contrario es el más cerrado para esta clase de granos. Su porosidad se calcula aproximadamente en 25.9%. Los empaques que están formados por diferentes tamaños de grano tienen una porosidad aproximada del 14% ya que los espacios entre los granos más grandes son rellenados con los granos más pequeños (Sánchez - Corona, 2012). En la Figura 10 se muestran los tipos de empaquetamiento antes descritos.

Para rocas con porosidad intergranular, tales como arenas, la porosidad efectiva se acerca mucho a la porosidad total, sin embargo, para rocas altamente cementadas o rocas con vóculos, tales como caliza, en la cual hay mucha variación entre la porosidad efectiva y la total. En las lutitas, la porosidad total puede acercarse al 40%, pero la porosidad efectiva usualmente es menor al 2%. En general, la porosidad en rocas no fracturadas está en el rango de 5 a 30% y en la mayoría de los casos la porosidad no es menor del 20% (Sánchez - Corona, 2012).

Otra de las variantes de la porosidad es la profundidad, ya que, como menciona Deming (2002), al incrementar su valor, la porosidad en la roca tiende a disminuir, como resultado de los mecanismos de compactación y cementación. En pozos petroleros con profundidades alrededor de 3 km, los valores de porosidad en rocas arcillosas oscilan en rangos de 2 a 3% (0.02 a 0.03) hasta 20% (0.20), como se muestra en la Figura 11.

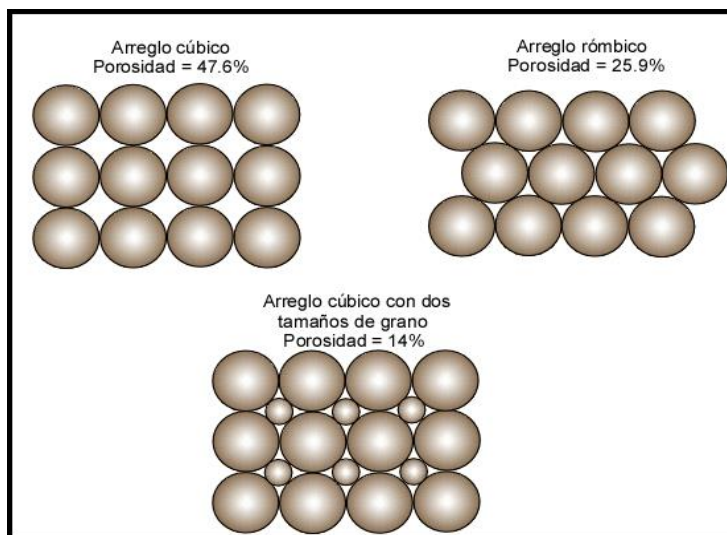


FIGURA 10. Ejemplos de porosidad intergranular en diferentes tipos de empaquetamiento (Sánchez – Corona, 2012).

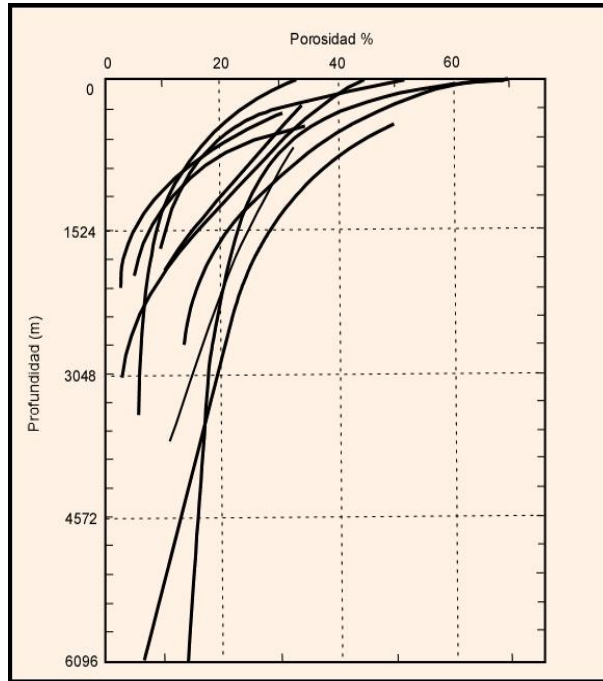


FIGURA 11. Tendencias de la porosidad en lutitas con respecto a la profundidad (Deming, 2002).

En la Figura 12 se muestran los rangos de porosidad para diferentes tipos de roca (sedimentaria, ígnea y metamórfica), donde se aprecia que las rocas calcáreas, arenas y limolitas tienen las porosidades más altas, mientras que las de menor porosidad son las lutitas, objeto de estudio en esta tesis.

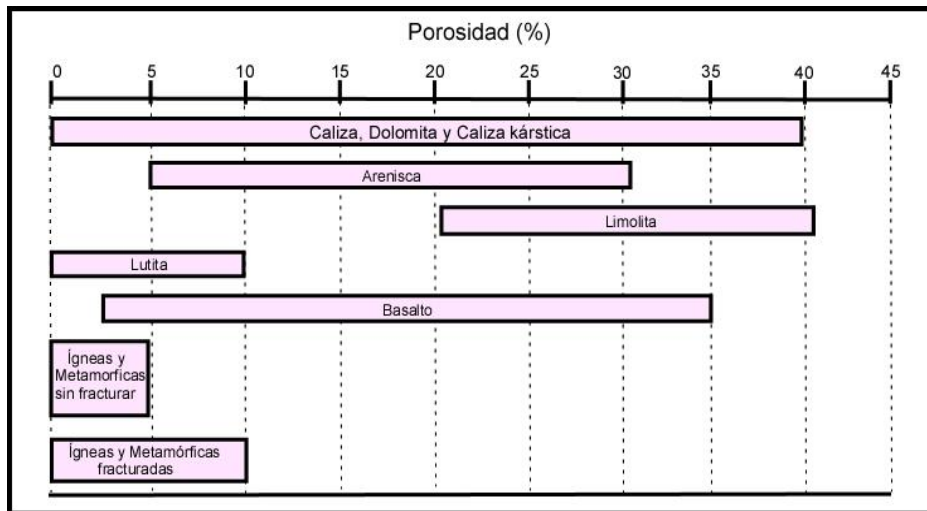


FIGURA 12. Valores de porosidad representativos para cada tipo de roca. (Schwartz & Zhang, 2003).

1.5.2 Permeabilidad

Además de ser porosa, una roca reservorio debe tener la capacidad de permitir que los hidrocarburos fluyan a través de sus poros interconectados (Tiab & Donaldson, 2004) (ver Figura 13). La permeabilidad de una roca depende de su porosidad efectiva, por lo que se ve afectada por el tamaño, la forma, la distribución (clasificación), y el empaquetamiento del grano, así como el grado de consolidación y la cementación.

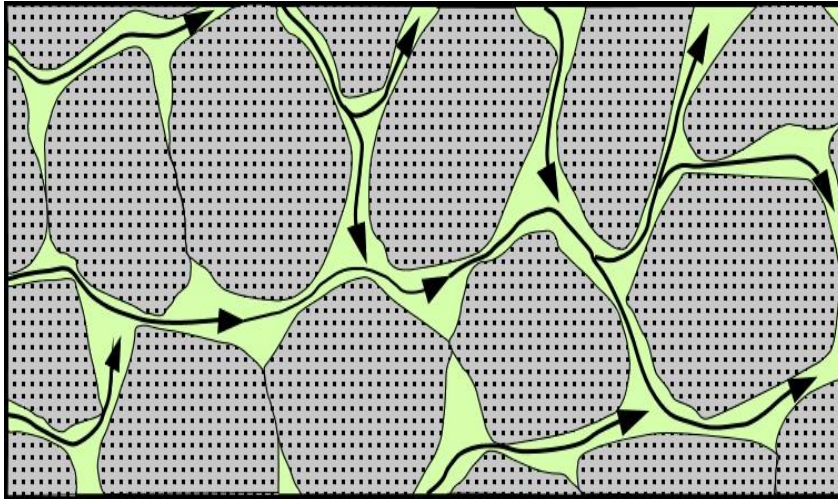


FIGURA 13. Permeabilidad representativa de una roca; los poros conectados (color verde) dan a la roca la permeabilidad, permitiendo que el fluido fluya (flechas negras) (Nolen – Hoeksema, 2014).

El tipo de arcilla o material de cementación entre los granos de arena afecta la permeabilidad, especialmente en presencia de agua. Según Tiab & Donaldson (2004) algunas arcillas, particularmente esmécticas (bentonitas) y montmorillonita se hinchan con agua y tienen tendencia a bloquear parcial o totalmente los espacios porosos.

Darcy desarrolló una ecuación para representar el flujo de fluido en medio poroso, la cual se ha convertido en una de las herramientas matemáticas estándar de la ingeniería petrolera. Esta ecuación es expresada de la siguiente forma:

$$U = \frac{q}{A_c} = - \frac{k}{\mu} \frac{dp}{dL} \quad (4)$$

Donde: U = velocidad del fluido, cm/s, q = gasto del flujo, cm³/s, k = permeabilidad de la roca porosa, Darcy (D), A_c = área de la sección transversal de la roca, cm², μ = viscosidad del fluido, centipoise (cP), L = longitud de la muestra, cm y $\frac{dp}{dL}$ = gradiente de presión en la dirección del flujo, atm/cm.

Según Tiab & Donaldson (2004), un D representa una permeabilidad alta y es importante señalar que la mayoría de los reservorios petroleros tienen permeabilidades menores a un D. Así que

una unidad de permeabilidad más pequeña, el millidarcy (mD), es ampliamente usada en la industria de los hidrocarburos. De igual forma el sistema de unidades SI, el micrómetro cuadrado (μm^2) es usado en lugar del m^2 .

$$1 \text{ D} = 0.986923 \mu\text{m}^2 \approx 1 \mu\text{m}^2$$

$$1 \text{ mD} = 0.986923 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2 \approx 10^{-3} \mu\text{m}^2$$

1.5.2.1 Clasificación de permeabilidad

Los reservorios petroleros pueden tener permeabilidad primaria, la cual es conocida como de matriz, y secundaria. La permeabilidad de la matriz es originada durante la depositación y litificación de la roca sedimentaria. La permeabilidad secundaria resulta de la alteración de la matriz de la roca por compactación, cementación, fracturamiento y disolución (Nolen - Hoeksema, 2014).

Mientras que la compactación y cementación generalmente reducen la permeabilidad (véase la Figura 14), el fracturamiento y disolución tienden a incrementarla. En algunas rocas reservorio, particularmente carbonatos de baja porosidad, la permeabilidad secundaria proporciona el conducto de flujo principal (Tiab & Donaldson, 2004).

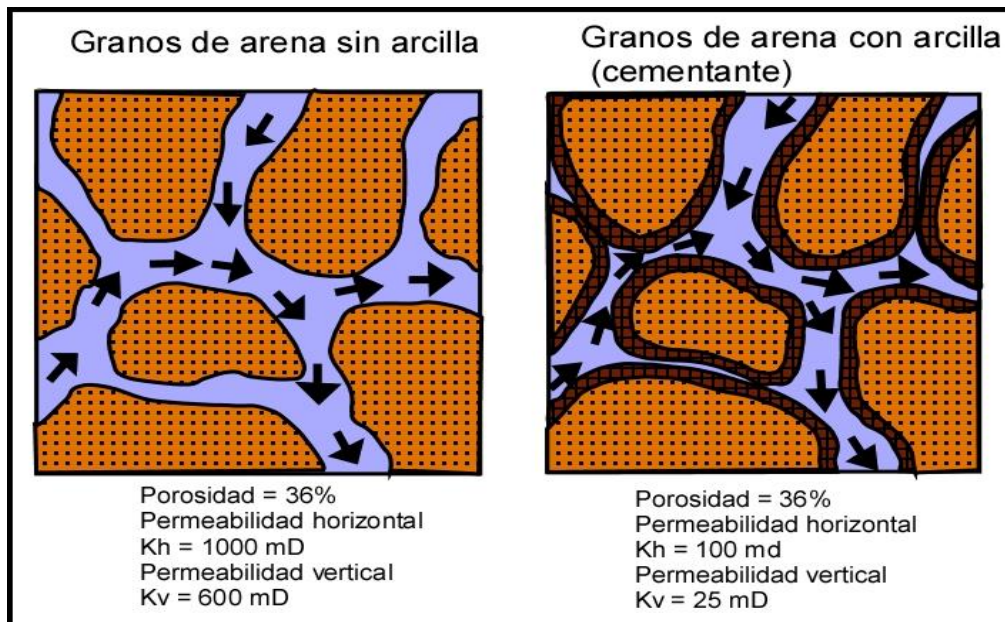


FIGURA 14. Efectos de material cementante arcilloso en porosidad y permeabilidad (Tiab & Donaldson, 2004).

1.5.2.2 Factores que afectan la permeabilidad

La permeabilidad de un reservorio petrolero puede variar de 0.1 a 1000 mD o más. La calidad de un reservorio puede ser juzgada de acuerdo con la Tabla 5.

Tabla 5. Clasificación de reservorios petroleros con base a su permeabilidad (Tiab & Donaldson, 2004)

Rangos de permeabilidad (mD)	Clasificación
$k < 1$	Pobre
$1 < k < 10$	Regular
$10 < k < 50$	Moderada
$50 < k < 250$	Buena
$k > 250$	Excelente

Los factores que afectan la permeabilidad son los siguientes:

- (a) *Forma y tamaño de grano*; si la roca está compuesta de granos planos y gruesos, dispuestos con la mayor dimensión horizontal, como se ilustra en la Figura 15, su permeabilidad horizontal será muy alta, mientras que la permeabilidad vertical será de mediana a grande. Si la roca está compuesta principalmente de granos grandes y redondeados, su permeabilidad será considerablemente alta y de una misma magnitud en ambas direcciones como se muestra en la Figura 15.

La diferencia de la permeabilidad medida tanto vertical como horizontal al plano de estratificación, es la consecuencia del origen del sedimento, ya que los granos se asientan en el agua con sus lados más largos y planos en posición horizontal. La compactación subsiguiente de los sedimentos aumenta el ordenamiento de los granos de arena de manera que generalmente se encuentren en la misma dirección.

- b) *Laminación*; minerales planos, tales como muscovita y laminaciones de lutitas, actúan como barreras para la permeabilidad vertical, siendo de tipo horizontal mayor. Sin embargo, algunas veces la permeabilidad vertical es mayor debido a fracturamiento y disolución de canales verticales. También existen uniones verticales que actúan como barreras para la permeabilidad, pero solo si estas son rellenadas con arcilla u otros minerales.

La importancia de minerales arcillosos como determinante para la permeabilidad es a menudo relacionada con su abundancia, su estructura mineralógica y la composición del fluido de poro. Si los minerales arcillosos que cubren a las superficies de los granos se expanden y/o se desprenden debido a cambios en la química de los fluidos de poro o la invasión del lodo, la permeabilidad será considerablemente reducida (Tiab & Donaldson, 2004).

- c) *Cementación*; como se muestra en la Figura 14, la permeabilidad y porosidad de una roca sedimentaria es influenciada por el grado de cementación y la localización del material cementante dentro del espacio poroso.

d) *Fracturamiento y disolución*; en areniscas el fracturamiento no es una causa importante de permeabilidad secundaria, excepto cuando las areniscas están intercaladas con lutitas, calizas y dolomitas. En carbonatos la disolución de minerales mediante la filtración de aguas acidas a medida que pasan por los poros primarios, fisuras, fracturas y planos de estratificación, aumentan la permeabilidad de la roca de yacimiento (Nolen - Hoeksema, 2014).

El parámetro de las rocas y sedimentos varía en 16 órdenes de magnitud como se puede apreciar en la Figura 16, de acuerdo con Deming (2002).

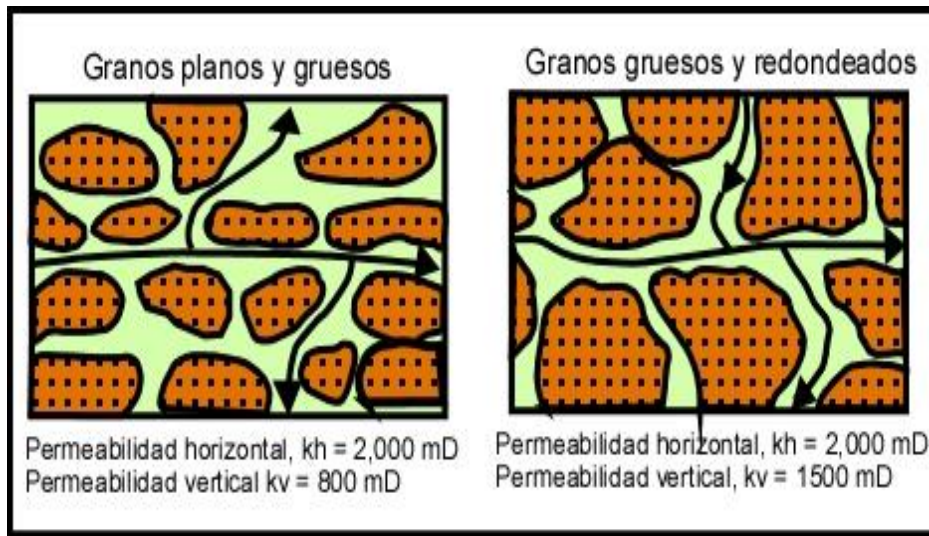


FIGURA 15. Efecto de las características de grano en la permeabilidad (Tiab & Donaldson, 2004).

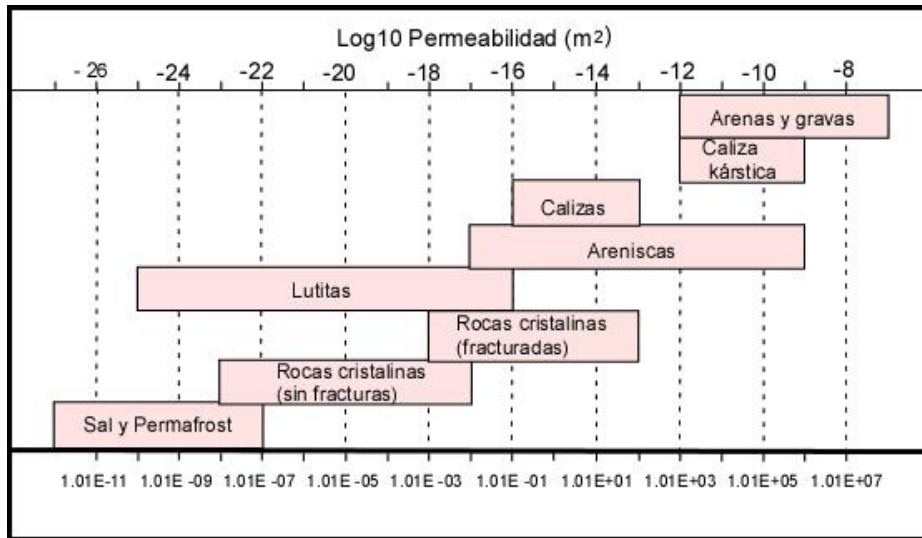


FIGURA 16. Promedio de permeabilidades de roca y sedimentos (Deming, 2002).

1.5.3 Compresibilidad

La roca de yacimiento está sujeta a la presión de sobrecarga de los estratos. Al mismo tiempo, el fluido dentro de los espacios poroso ejerce una presión opuesta (Chierici, 1994). Se define como compresibilidad de la formación al cambio relativo de volumen poroso, con respecto a la presión de los fluidos contenidos en dicho volumen. Es decir:

$$C_f = \frac{1}{v_p} \frac{\partial v_p}{\partial P} \quad (5)$$

Donde C_f es la compresibilidad de la formación y V_p el volumen de poros a temperatura constante.

Algunos autores denominan C_f como la compresibilidad de la roca (Bidner, 2001). En varios artículos y libros colocan en esta ecuación un signo negativo, esto es a fin de que la compresibilidad sea positiva para una disminución de volumen que resulta con el incremento mecánico de la presión.

Se han definido tres tipos de compresibilidad (Tiab & Donaldson, 2004):

- **Compresibilidad del poro (C_p)**

Es el cambio fraccional en el volumen del poro por unidad de cambio en la presión. La ecuación se representa de la siguiente forma:

$$C_p = \frac{1}{v_p} \frac{\partial v_p}{\partial P} \quad (6)$$

- **La compresibilidad de los granos de la roca (C_r)**

Es el cambio fraccional en el constituyente sólido de la roca (granos) por unidad de cambio en la presión, y su ecuación de representa de la siguiente manera:

$$C_r = \frac{1}{v_r} \frac{\partial v_r}{\partial P} \quad (7)$$

- **La compresibilidad total de la roca (C_b)**

Es el cambio fraccional en el volumen total de la roca de la formación por unidad de cambio en la presión del yacimiento. Su ecuación es la siguiente:

$$C_b = \frac{1}{v_b} \frac{\partial v_b}{\partial P} \quad (8)$$

Donde: C_p = compresibilidad de la roca, psi^{-1} , C_r = compresibilidad de la matriz de la roca, psi^{-1} , C_b = compresibilidad total de la roca, psi^{-1} , V_p = volumen de poro, cm^3 , V_r = volumen de la matriz de la roca, cm^3 , V_b = volumen total de la roca, cm^3 y P = presión de poro, psi .

1.6 JUSTIFICACIÓN

De acuerdo con los intereses económicos que se tienen en el sector energético en México, en el mediano plazo se desea extraer petróleo y gas de yacimientos no convencionales. Entre ellos se encuentran los yacimientos de lutitas negras en el Noreste de México. Por consiguiente, en la presente investigación se llevó a cabo la caracterización geoquímica y petrofísica de los horizontes carbonosos de la Fm. La Casita, ya que podrían ser de interés económico y en un tiempo ser objeto de explotación intensiva como yacimiento no convencional, incluyendo sus formaciones análogas (Fm. Pimienta, Fm. La Caja).

1.7 HIPÓTESIS

De acuerdo con la caracterización geoquímica y petrofísica de lutitas negras de la formación la Casita en afloramientos del Noreste de México, se pueden obtener características de origen, potencial generador, porosidad y compresibilidad, y de esta forma inferir las propiedades de formaciones análogas en el subsuelo.

OBJETIVOS

1.7.1 Objetivo general

Determinar las características de origen de lutitas negras de la Fm. La Casita en afloramientos del Noreste de México, así como también el potencial generador, porosidad y compresibilidad.

1.7.2 Objetivos específicos

- Determinar la procedencia, ambiente tectónico, transporte y ambiente de depósito de lutita negra de los afloramientos propuestos.
- Determinar las características de geoquímica orgánica (% de hidrocarburos libres y % de kerógeno) de rocas de lutita negra.
- Determinar la porosidad y compresibilidad de núcleos de lutita negra, atendiendo el significado estadístico de las mediciones.

2 ANTECEDENTES

Alvarado-Molina (2004) realizó un estudio en las formaciones La Casita, Taraises y Carbonera del Noreste de México, el cuál incluyó cartografía geológica, petrografía, geoquímica para establecer de la procedencia de sedimentos clásticos, especialmente de areniscas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, ubicadas en tres áreas de estudio: (1) Cañón de los Chorros (Saltillo, Coahuila), (2) Cañón de la Huasteca (Santa Catarina) y (3) Ejido Brownsville (Galeana, N.L.). El autor concluye que las areniscas de Los Chorros y la Huasteca pertenecen a una misma área fuente: La isla Coahuila, mientras que las areniscas de Galeana provienen de la llamada Isla Terán (o alguna fuente cercana, como la Isla San Carlos). Por otra parte, López - Medina (2010) mediante diagramas de discriminación en Potrero Prieto, Iturbide, N.L., concluyó que los estratos lutíticos provienen de una fuente granodiorítica probablemente relacionada al Bloque Coahuila, y con una afinidad a un ambiente de arco continental. Asimismo, Suarez – Galván (2012) mediante estudios sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos, de los miembros San Pablo y Nogales en el área del anticlinal de Los Muertos, Sierra Madre Oriental, Noreste de México, concluye que las procedencias de las muestras son consistentes con el cratón interior o con un ambiente tectónico estable y con un área fuente de composición ácida.

Gotte (1988) mencionó que el espesor de la Formación La Casita al Oeste de Santa Rita N.L. mide aproximadamente 300 metros. Se menciona que en esa zona afloran concreciones carbonatadas, las cuales contienen con frecuencia ammonites y en menos abundancia aparecen bivalvos y madera fósil petrificada.

Regalet - Figueroa (2011) mediante análisis de microfacies y geoquímicos de la Fm. La Casita, Jurásico Superior (Kimmeridgiano – Tithoniano) en Potrero Prieto, Galeana, N.L., concluye que la Fm. La Casita en el área analizada, se acumuló en un ambiente de cuenca profunda y estable con régimen de energía tranquilo. Por otra parte, Suarez – Galván (2012), mediante un análisis sedimentológico señala un complejo deltaico como ambiente de depositación de los miembros San Paolo y Nogales de la Fm. La Casita, en el área del anticlinal de Los Muertos, Sierra Madre Oriental, noreste de México.

Algunos autores sugieren que el límite litológico entre las Formaciones La Casita – Taraises no coincide con el bioestratigráfico. Santana - Salas (2008), con base en la identificación de especies

de calpionélidos en el Cañón Novillo, Iturbide, N.L., concluye que el límite bioestratigráfico J/K, en este caso, se ubica 10 metros abajo del litológico, es decir, en la parte superior de la Fm. La Casita. Mientras tanto, Gutiérrez – Alejandro (2008) con base en un estudio microfacial de la transición formacional La Casita – Taraises en el Cañón de Santa Rosa, Iturbide, N.L., concluye que el límite litológico se ubica por encima del límite bioestratigráfico, por lo cual menciona que esta “no coincidencia” de ambos se debe a un cambio en las condiciones marinas. Asimismo, Regalet – Figueroa (2011) mediante bioestratigrafía de calpionélidos, en Potrero Prieto, Galeana, N.L., indica que el límite litológico no coincide con el bioestratigráfico y concluye que este límite del J/K se ubica 14 metros por debajo del litológico.

Existen diversos estudios de geoquímica que revelan la composición mineralógica y orgánica de la Fm. López - Medina (2010) reveló la presencia de cuarzo, muscovita, illita, yeso, calcita, dolomita, albita y/o anortita en los estratos lutíticos; así como también encontró que la composición en Ca y Mn de los sedimentos indica condiciones químicas de depósito de tipo anóxico, fuertemente reductoras ($E_h < -0.1$ mV) y con pH bajo (<6.5). Esto permitió concluir que estas condiciones fueron propicias para la acumulación de materia orgánica, carbonato de calcio y manganeso, con ausencia de pirita.

Flores – Álvarez (2017) estimó recientemente los parámetros petrofísicos de porosidad y compresibilidad de la Fm. La Casita en el área de Rayones, N.L. Encontró una porosidad baja (1 – 2 %) en la parte superior de sus perfiles estratigráficos, mientras que en la parte inferior se obtuvieron resultados más altos (2 – 8%). Según este autor, la variación de porosidad puede deberse a los esfuerzos de la deformación in situ (estructuras de pliegues), en donde menciona que existe un plegamiento tipo chevron en el sitio donde se obtuvo la mayor porosidad efectiva.

Hasta el día de hoy, la petrofísica de más lugares donde aflora la Fm. La Casita no se ha reportado, y esa es una de las contribuciones de la presente tesis.

3 METODOLOGÍA

Este trabajo de investigación consta de un protocolo, que involucró trabajo de campo, experimental y análisis de información, que se describe a continuación.

3.1 METODOLOGÍA DE CAMPO

1. La investigación constó primeramente de un reconocimiento del área, delimitar la base y el techo de la formación y reconocerla a grandes rasgos (ver Figuras 17 y 18). Cabe mencionar que estos pasos se realizaron para dos de las tres zonas en estudio: Potrero Prieto, N.L. y afloramiento en carretera Iturbide – Camarones, N.L. La tercer zona es un afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L., solo que para esta zona ya existen trabajos previos (Flores – Álvarez, 2017) de petrofísica, y ya se contaba con el levantamiento del perfil y las muestras.

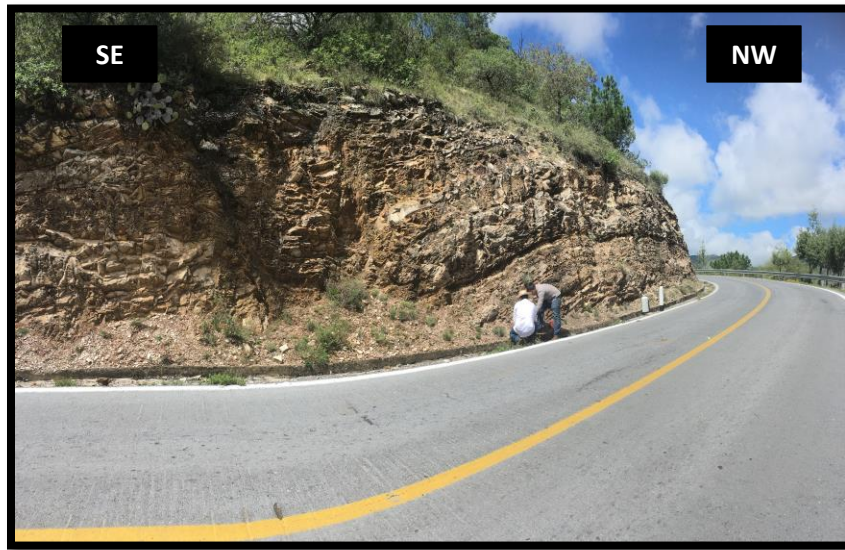


FIGURA 17. Afloramiento de la Formación La Casita en carretera Iturbide – Camarones, N.L. Km 2; coordenadas 14 R 410138 E, 2733591 N. L.

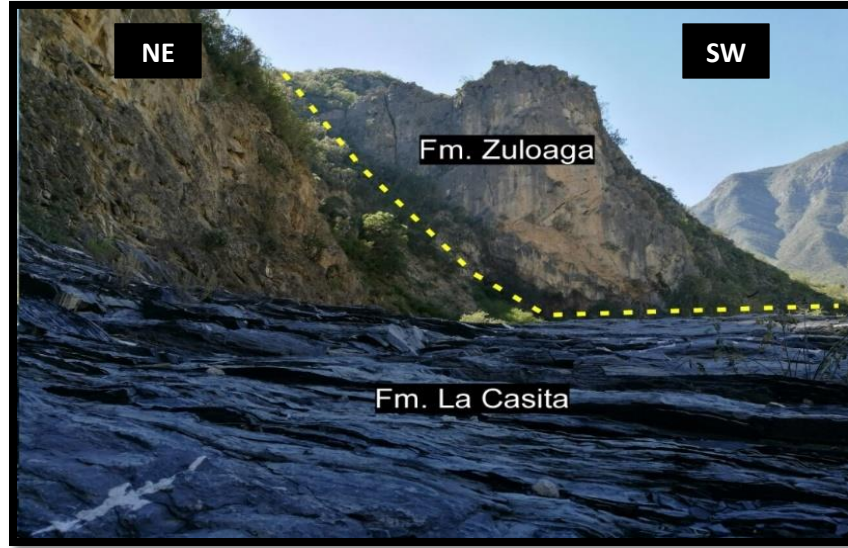


FIGURA 18. Afloramiento de la Fm. La Casita en donde se muestra el contacto con la Fm. Zuloaga, en Potrero Prieto, N.L.; coordenadas: 14 R 400140 E, 2750863N.

2. Posteriormente se siguió con la toma de muestras y el levantamiento del perfil litológico, así como también una descripción más detallada del área (litologías, datos estructurales, etc.; ver Figura 19). Enseguida se desarrollaron los perfiles correspondientes a cada localidad referenciando cada muestra (ver capítulo 4).



FIGURA 19. Estratos laminares de lutitas negras intercalados con margas. Carretera Iturbide – Camarones, N.L.; coordenadas 14 R 410138 E, 2733591 N. L.

3.2 METODOLOGÍA DE LABORATORIO (MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO - MEB)

Se realizó un análisis de microscopía electrónica de barrido (Scanning Electron Microscope, SEM, por sus siglas en inglés) en el Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) perteneciente al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICyT). Se utilizó un microscopio ambiental FEI – ESEM QUANTA FEG – 250 (ver Figura 20), el cual permite el análisis de muestras no conductoras y húmedas. El microscopio electrónico de barrido se basa en la obtención de una imagen que muestra la morfología de la muestra a partir del barrido de esta con un haz de electrones como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra. Este equipo se encuentra principalmente compuesto por: (1) emisor de electrones, (2) una columna con diferentes lentes electromagnéticas, (3) un sistema de barrido, (4) detectores de electrones, y (5) un sistema de obtención de imagen y análisis. La función del emisor es generar un haz de electrones (electrones incidentes), el cual viaja a través de la columna. En la columna, el haz de electrones pasa a través de diferentes lentes electromagnéticas y un sistema de deflexión que permite manipular el haz de electrones para poder llevar a cabo un barrido superficial de la muestra. La interacción entre los electrones generados y la muestra provoca que se generen electrones secundarios, retrodispersados y rayos X característicos de los elementos presentes.

Dicho análisis proporcionó la morfología superficial de tres muestras de lutita negra pulverizada, así como también dio un resultado de composición elemental cualitativo; este último alcanzado gracias a la incorporación de detectores de rayos X de tipo dispersivo (Energy Dispersive Spectrometer, EDS). Las muestras tuvieron una preparación previa, la cual consistió en un montaje sobre cinta adhesiva de carbono, en un portamuestra (pin) de aluminio (ver Figura 21).

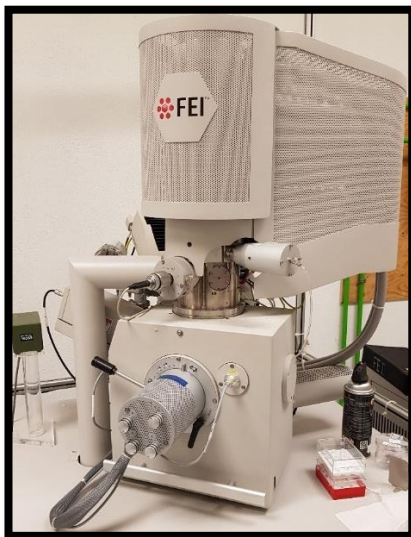


FIGURA 20. Microscopio ambiental FEI – ESEM QUANTA FEG – 250. Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) perteneciente al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT).

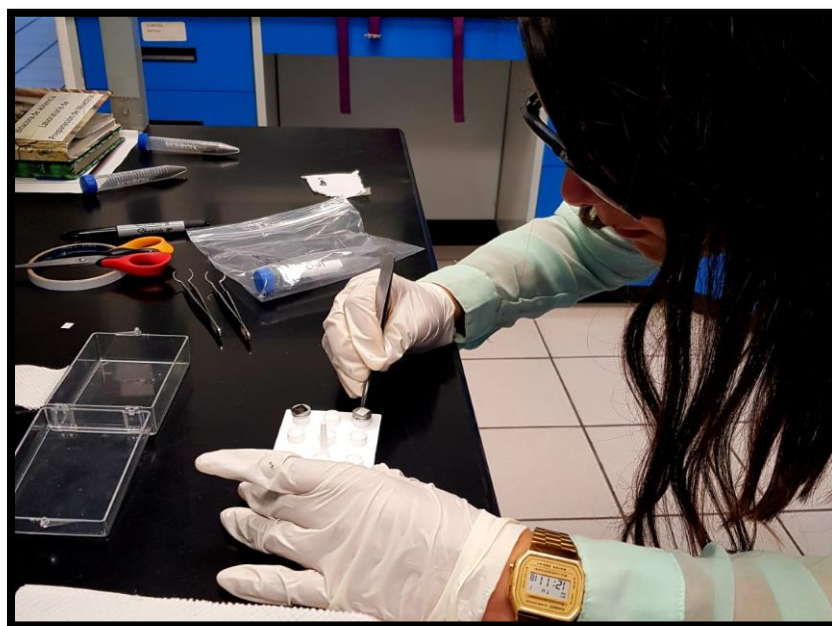


FIGURA 21. Montaje de la muestra sobre cinta adhesiva de carbono, en un pin de aluminio. Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) perteneciente al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT).

3.3 METODOLOGÍA DE LABORATORIO (ANÁLISIS QUÍMICO DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA)

La composición de elementos mayores se determinó en los laboratorios comerciales Boreau Veritas Minerals (Vancouver, Canadá), mediante ICP – OES (plasma de acoplamiento inductivo – espectrometría de emisión óptica) aplicando la técnica LF200 (véase http://acmelab.com/wp-content/uploads/2009/03/BVM_2018-Fee-Schedule_CAD.pdf). Esta consistió en mezclar la muestra con borato de litio, la mezcla resultante fue fundida en un horno de inducción. El líquido de fusión fue mezclado en caliente con una solución de HNO₃ 5% ultra puro y una serie de estándares internos, hasta disolución completa. La solución resultante fue corrida en un sistema de ICP – OES; en donde se empleó un plasma de argón en el que se inyectó la muestra líquida atomizada la cual fue se ioniza en el plasma; los iones emitieron luz a diferentes longitudes de onda, que posteriormente fueron medidos.

Similar a esto, la composición de elementos traza, incluyendo lantánidos, se determinó aplicando un proceso de fusión y disolución similar al utilizado para elementos mayores. A la solución resultante se le agregó un estándar interno, que incluye los elementos a analizar. Posteriormente, la muestra fue diluida con agua ultra pura y se introdujo en un sistema de ICP- MS; dicho procedimiento es similar al que se empleó para elementos mayores. Posteriormente los resultados fueron medidos.

3.4 METODOLOGÍA DE LABORATORIO (ANÁLISIS TERMOGRAVIMÉTRICO “TGA”)

Se realizó un análisis termogravimétrico “TGA”, el cual se basa en la medida de la variación de la masa de una muestra cuando es sometida a un programa de temperatura en una atmósfera controlada. La variación normalmente observada fue una pérdida de masa.

Este estudio se llevó a cabo en la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad de San Luis Potosí; para ello se utilizó un equipo TGA Q 500 (ver Figura 22), el cual se llevó hasta temperaturas de 1000 °C, en una atmósfera de gas inerte (nitrógeno). Enseguida se describen los pasos de esta metodología.

1. Colorar aproximadamente 35 – 40 mg de muestra en la charola.
2. Antes de correr la muestra, ingresar en el software los parámetros con los que se desea trabajar (rampa de calentamiento). En este caso las muestras se corrieron en una rampa de 5.00 °C/minuto hasta 1000 °C.
3. Una vez que estén todos los parámetros establecidos comenzar a correr la muestra.

El software generó una gráfica en tiempo real, donde mostró el decaimiento de la masa en relación con el aumento de la temperatura (ver Capítulo 5). Asimismo, se generó una derivada (termogravimetría derivada, DTG) la cual grafica la velocidad del cambio de masa (dm/dt), en función de la temperatura lo cual se asocia a la volatilización y/o degradación de materiales que componen a la lutita negra en estudio.



FIGURA 22. Equipo termogravimétrico “TGA Q 500”. Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

3.5 METODOLOGÍA DE LABORATORIO (PIROLISIS ROCK – EVAL 2)

Se realizaron análisis de pirolisis Rock – Eval 2 para determinar la geoquímica orgánica de las rocas. Tres muestras de lutita negra pulverizada de diferentes afloramientos fueron enviadas a Activation Laboratories (ActLabs) en la ciudad de Ontario, Canadá. Los fundamentos básicos de estas técnicas son descritos en los siguientes párrafos.

Esta técnica es utilizada para identificar el tipo y la madurez de la materia orgánica, así como también detectar el potencial generador de hidrocarburos en los sedimentos. Durante el método de pirolisis Rock – Eval 2, una pequeña cantidad de roca pulverizada (100 mg) es calentada bajo una atmósfera inerte (helio o nitrógeno) a 300°C por 3 minutos, y posteriormente incrementando la temperatura a 25°C/min hasta los 600°C.

Durante el calentamiento los siguientes eventos tienen lugar:

- (a) Los hidrocarburos libres (aceite y gas ya existentes antes del calentamiento) son vaporizados alrededor de los 300°C y son detectados por un detector de ionización de flama (FID, por sus siglas en ingles). Esta vaporización térmica es representada por un pico llamado “S1”, el cual es expresado en mg HC/g de roca.
- (b) Con el incremento de la temperatura (arriba de los 300°C hasta los 600°C) el kerógeno comienza su cracking representado por el pico “S2” que también es detectado por el detector de ionización de flama.
- (c) El dióxido de carbono generado del cracking del kerógeno arriba de los 390°C es representado por el pico “S3” y este es detectado por un detector de conductividad térmica (TCD, por sus siglas en ingles).
- (d) Tmax (temperatura máxima) representa la temperatura a la que se genera la cantidad máxima de hidrocarburos degradados a partir del kerógeno. Tmax no representa la temperatura real del entierro de la roca, sino más bien un valor relativo del nivel de madurez térmica.

3.6 METODOLOGÍA DE LABORATORIO (PETROFÍSICA)

Se basa en la técnica de doble celda de la ley de Boyle, en donde la medición del volumen de granos y de poro de una muestra de núcleo se calcula como:

$$P_1 v_1 = P_2 v_2$$

$$v_2 = \frac{P_1 v_1}{P_2}$$

Para este análisis se utilizó un porosímetro de la marca SII-PERM1, perteneciente a la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Cuatro núcleos de lutita negra fueron utilizados para el análisis petrofísico; se obtuvieron tres núcleos del afloramiento en carretera Iturbide – Camarones y uno del afloramiento de Potrero Prieto. Las perforaciones fueron paralelas a la estratificación. Dichos núcleos se sometieron a diferentes presiones en orden ascendente de 300, 600, 900 y 1200 psi. Enseguida se describe el procedimiento.

3.6.1 Utilización del porosímetro (marca SII – PERM1)

1. Introducir el núcleo en una manga porta núcleos, con tapones a cada extremo para aislarlo, y colocarlo dentro de un contenedor de mayor tamaño lleno de agua (ver Figura 23).
2. Girar la llave, la cual inyecta presión (agua) al contenedor color cromo. En el manómetro digital se monitorea la presión requerida.

3. Hacer vacío dentro de ambos contenedores.
4. Inyectar gas (aire) hacia el segundo contenedor con una presión y volumen conocido. Dicho contenedor está conectado a un transmisor de presión para registrar datos y este a su vez a una computadora portátil que contiene el software que arroja los resultados.
5. En la pantalla del software (creado por la empresa SACALUXOR) se muestran los parámetros mencionados anteriormente (volumen poroso, volumen de grano y el porcentaje de porosidad efectiva (ver Figura 24).



FIGURA 23. Porosímetro SII – PERM1 de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.

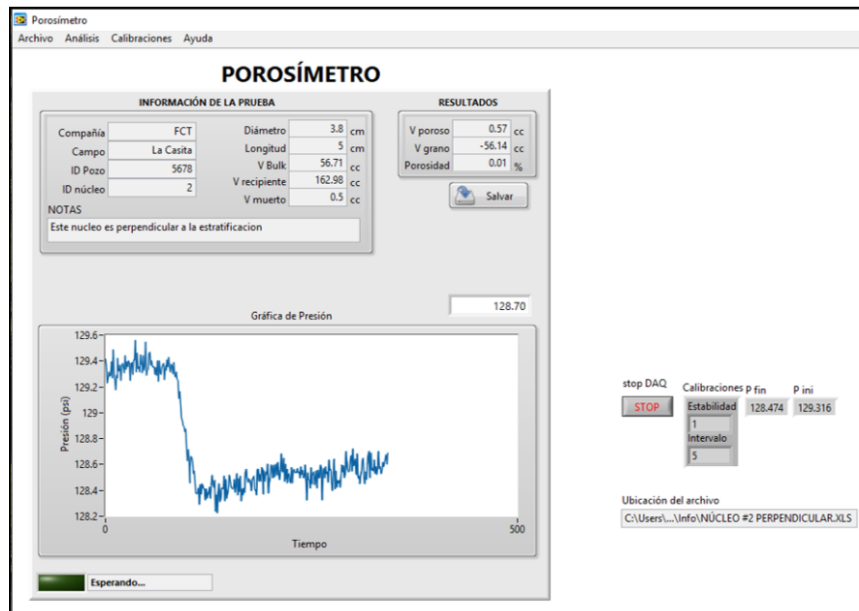


FIGURA 24. Interfaz del software del porosímetro, que proporciona el volumen poroso, volumen de grano y porosidad efectiva (tomado de Flores Álvarez, 2017).

3.6.2 Obtención de la compresibilidad

Para calcular la compresibilidad, se utilizaron los datos petrofísicos como volumen poroso y presión de poro; así como también fue necesario conocer las presiones de confinamiento. Para ello se utilizó la siguiente ecuación:

$$C_r = \frac{1}{V_p} \frac{\partial V_p}{\partial P}$$

Donde

C_r = compresibilidad del grano de la roca, psi^{-1}

V_p = volumen de poro, cm^3

P = presión de poro, psi

Los resultados se muestran en el capítulo 5.

4 MARCO GEOLÓGICO

4.1 INTRODUCCIÓN

El Noreste de México ha sido escenario de numerosos eventos tectónicos y paleogeográficos, los cuales definieron las formas geomorfológicas en el relieve que se observan actualmente. El evento tectónico más importante en el Paleozoico fue la colisión de Gondwana y Laurasia en el Pérmico Inferior, lo cual ocasionó el desarrollo del Cinturón Orogénico Ouachita – Marathon y la posterior transferencia de terrenos peri – gondwánicos a Pangea (Hamilton, 1987; Dickinson, 2001).

La historia paleogeográfica de México durante el Mesozoico está relacionada con la apertura del Golfo de México en el Mesozoico Tardío (Goldhammer, 1999; Bird et al., 2005), cuando la placa norteamericana empezó a separarse de las placas de Sudamérica y África. El rompimiento y separación de esas placas formó altos y bajos de basamentos que determinaron la distribución de tierras emergidas y mares, así como también los patrones de sedimentación en el Noreste de México. La distribución de altos de basamento controló la sedimentación de secuencias en el Jurásico – Cretácico. Según Eguiluz (2000), la distribución de altos de basamento y de las fallas que delimitan estos bloques influyó en el estilo de deformación observado en estas secuencias durante la Orogenia Laramide (Cretácico Tardío – Eoceno).

El área de estudio se localiza en la región noreste de México, siendo una de las más importantes desde el punto de vista geológico – tectónico, estratigráfico y paleontológico; debido a su similitud con las provincias petroleras del Golfo de México. Sus unidades representan análogos litológicos potenciales de los elementos que conforman a los sistemas petroleros mexicanos que se extienden en el Golfo de México. El estudiar sus propiedades petrofísicas y geoquímicas es de utilidad para comprender el comportamiento de los sistemas en exploración y explotación.

4.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NORESTE DE MÉXICO

Para poder comprender la evolución del cinturón plegado y cabalgado es necesario describir el desarrollo del Golfo de México y los efectos compresivos laramídicos. Estos procesos se iniciaron durante el Mesozoico con el desarrollo de un rift y un gran margen pasivo asociado. La expansión del fondo oceánico originó, durante el Jurásico temprano, el llamado Golfo de México.

Esto dio como resultado el desarrollo de una zona de altos y bajos topográficos por ruptura continental y condujo a la separación de Sudamérica respecto a Norteamérica.

La evolución tectónica del Noreste de México ha sido dividida en cinco etapas principales (Johnson, 1989): (1) Paleozoico Superior “Reconstrucción de Pangea”, (2) Triásico Superior – Jurásico Superior “Ruptura de Pangea” (Rift), (3) Jurásico Superior “Deriva”, (4) Cretácico Inferior “Enfriamiento de la corteza” y (5) Cretácico Superior – Paleoceno “Deformación Laramídica”.

4.2.1 Etapa 1: Paleozoico superior. “Reconstrucción de Pangea”

Durante el Carbonífero – Pérmico (ver Figura 25), las masas continentales de Gondwana y Laurasia colisionaron dando origen al supercontinente Pangea. Este fenómeno generó una gran sutura conocida como Cinturón Ouachita – Maratón (Pindell, 1982; Sedlock et al., 1994). La zona de sutura se extiende hasta Coahuila y parte de Chihuahua (Sedlock et al., 1993; Sedlock et al., 1994). Por otra parte, el Bloque de Yucatán o Terreno Maya se ubicaba al Sur del Cinturón Ouachita – Maratón, junto a lo que actualmente es Texas y Lousiana, ocupando la posición actual del Golfo de México (Goldhammer et al., 1993; Goldhammer & Wilson, 1999).

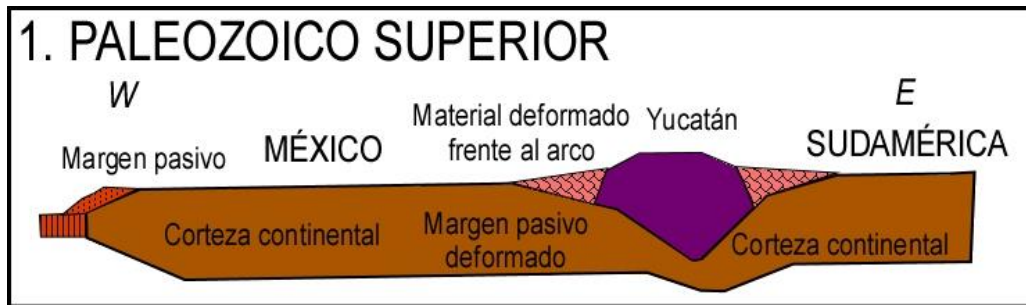


FIGURA 25. Modelo tectónico para la evolución de la provincia del Pacífico, oeste de México y del Golfo de México en el este, para el Paleozoico Superior. Sección esquemática orientada de Oeste a Este (Goldhammer, 1999).

4.2.2 Etapa 2: Triásico Superior – Jurásico Superior. Ruptura Continental, “Rift”

Se ha señalado que, debido a una anomalía térmica, en este periodo se iniciaron procesos de fragmentación continental en Pangea. De esta forma, se desarrolló una etapa de rift continental como resultado de un adelgazamiento de la corteza, ocurriendo inicialmente al Norte del Bloque de Yucatán (ver Figura 26). Esta etapa de deformación extensional, conocida también como de rift, tuvo una duración de 50 Ma (Triásico Superior – Jurásico Superior). El basamento del Noreste de México se convirtió en altos estructurales (Bloque o Isla de Coahuila, Bloque o Isla de la Mula, Bloque o Isla Burro – Peyotes – Salado, Arco o Archipiélago de Tamaulipas) y algunas depresiones (Cuenca de Sabinas, Cuenca de Maverick, Cuenca Mexicana, Cuenca de Magiscatzin, Canal de Monterrey, Canal de Chihuahua). Los altos estructurales y las cuencas se combinaron generando un sistema de grabens

y horsts, los cuales controlaron la depositación mesozoica en las diferentes depresiones sedimentarias (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer & Wilson, 1999; Goldhammer, 1999).

Durante la etapa de deformación extensional (Jurásico Medio), se desarrollaron depósitos continentales que constituyen una evidencia de los procesos de rift. La subsidencia tectónica del basamento se caracterizó por una rápida fase inicial distensiva. Este evento se desarrolló durante el Triásico Superior – Liásico, seguido por un levantamiento del basamento durante el Liásico – Calloviano Inferior (Goldhammer et al., 1993). Durante esta etapa se formó una cuenca que, debido a la subsidencia que domino el desarrollo en la región, recibió toda la entrada de agua marina somera. Esto propició la formación de potentes depósitos de sedimentos evaporíticos.

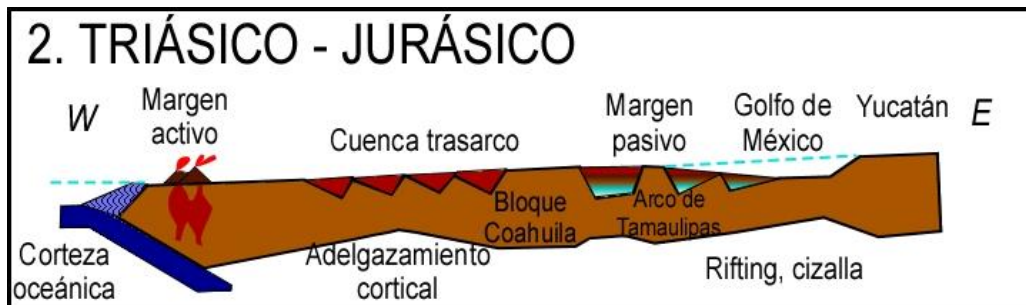


FIGURA 26. Modelo tectónico para la evolución de la provincia del Pacífico al oeste de México y del Golfo de México, para el Triásico – Jurásico. Sección esquemática orientada de Oeste a Este (Goldhammer, 1999).

4.2.3 Etapa 3: Jurásico Superior. “La deriva”

En este periodo, debido al ingreso de agua marina sobre el Noreste de México, finalizó la formación de depósitos continentales y de tipo evaporítico (ver Figura 27). Este proceso fue controlado por la deriva del Bloque de Yucatán y se asocia al desarrollo de piso oceánico en el Golfo de México, lo cual dio como resultado la separación de Sudamérica respecto a Norteamérica (Wilson, 1990; Sedlock et al., 1994; Goldhammer, 1999; Goldhammer & Wilson, 1999). Mientras transcurría la expansión del Golfo de México durante el Oxfordiano, el Bloque de Yucatán se desplazaba al Sur, a favor de la falla Tamaulipas – Chiapas (tipo transformante derecha (Pindell, 1982). Cuando esta falla se vuelve inactiva, el Archipiélago de Tamaulipas es cubierto por carbonatos durante el Jurásico Superior y se establece el margen oriental del Noreste de México. La expansión del Golfo de México finaliza durante el Berriasiano (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer & Wilson, 1999) Posteriormente, se inicia el desarrollo de una nueva dorsal oceánica al Sur del Bloque de Yucatán, en el proto – Caribe (Sedlock et al., 1993).

La subsidencia tectónica del Noreste de México ocurre de forma paulatina y se asocia a las etapas de rift y deriva. En este periodo se desarrollan diferentes facies de depositación, las cuales son controladas por la cercanía o el alejamiento de los altos estructurales. Cerca de las costas se depositan sedimentos procedentes del Bloque de Coahuila, Burro – Peyotes y Arco de Tamaulipas. Por otra parte, en las áreas alejadas a las zonas continentales se acumulan sedimentos arcillosos y carbonatados de aguas profundas en diferentes facies sedimentarias (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer & Wilson, 1999; Goldhammer, 1999).

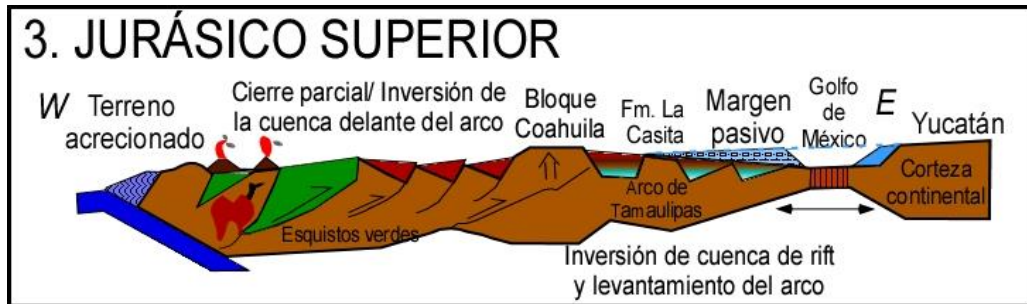


FIGURA 27. Modelo tectónico para la evolución de la provincia del Pacífico al oeste de México y Golfo de México, para el Jurásico Superior. Sección esquemática orientada de Oeste a Este (Goldhammer, 1999).

4.2.4 Etapa 4: Cretácico Inferior. “Enfriamiento Cortical”

Este periodo se caracteriza por presentar, en general, un reposo de la corteza, (ver Figura 28) sin procesos de subsidencia o movimientos de falla. Sin embargo, en el margen norte del Bloque Coahuila, se reactiva la Falla de San Marcos (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer & Wilson, 1999; Goldhammer, 1999). El cese de los movimientos de la Falla de San Marcos da como resultado el desarrollo de grandes plataformas marinas en la región, las cuales constituyen a las formaciones del Cretácico Inferior. El Bloque Coahuila permanece como un alto estructural, el cual controla la distribución y patrones de progradación de las facies carbonatadas a la cuenca. Durante el Aptiano se registra un cambio tectónico a nivel regional, el cual da lugar a la depositación de sedimentos clásticos (Goldhammer, 1999).

Durante el Cretácico Medio (Albiano – Cenomaniano) la subsidencia continua y, debido a esta, la cuenca se vuelve más profunda, manifestándose en un cambio en la depositación de sedimentos de carbonatos de plataforma profunda a turbidíticos. Por otra parte, el resto del margen occidental fue transgredido (Bloque Coahuila), predominando en él facies de mar abierto, donde se depositaron una gran cantidad de carbonatos finos y lodos calcáreos (Imlay, 1936). Durante el Cretácico Medio – Superior (Cenomaniano – Turoniano) predomina un ambiente marino, donde se depositan sedimentos arcillo – carbonosos, con una gran cantidad de materia orgánica (Padilla y

Sánchez, 1982). Posteriormente en el Cretácico Superior (Conaciano – Santoniano) las características regresivas están presentes y se deposita una secuencia calcáreo – arcillosa, con intercalaciones de sedimentos calcáreos finos. A finales del Cretácico se dan las condiciones de mar abierto y aguas profundas, que resultan en la depositación de sedimentos calcáreo - arcillosos (Padilla y Sánchez, 1982).

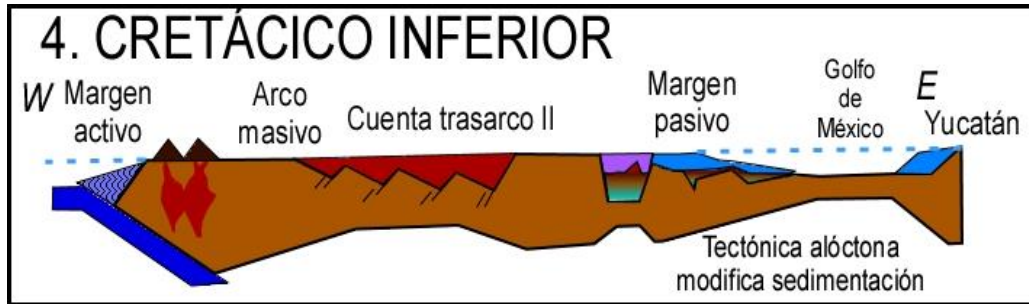


FIGURA 28. Modelo tectónico para la evolución de la provincia Pacífica al oeste de México y Golfo de México, para el Cretácico Inferior. Sección esquemática orientada de Oeste a Este (Goldhammer, 1999).

4.2.5 Etapa 5: Cretácico Superior – Paleoceno. “Deformación Laramídica”

Durante esta etapa (80 – 55 Ma; ver Figura 29) toma lugar el evento tectónico llamado Orogenia Laramide, el cual dio lugar a la deformación de la cubierta mesozoica del antepaís del arco magmático occidental de México, originando el Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 1986; Ye, 1997; Marret, 1999; Goldhammer, 1999; Eguiluz, 2000). Dana (1987) la definió como un evento tectónico formador de montañas. En particular, este autor se refiere a la deformación de las estructuras del basamento del antepaís que da lugar a las Montañas Rocallosas y a las cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno – Eoceno, que incluyen a las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona. El cinturón Laramide forma parte a su vez de la Cordillera de América del Norte, extendiéndose hacia México (De Cserna, 1956; Tardy, 1980; Suter, 1984). De esta forma la Orogenia Laramide generó cadenas de montañas y los cinturones plegados en Chihuahua y Coahuila, así como de la Sierra Madre Oriental.

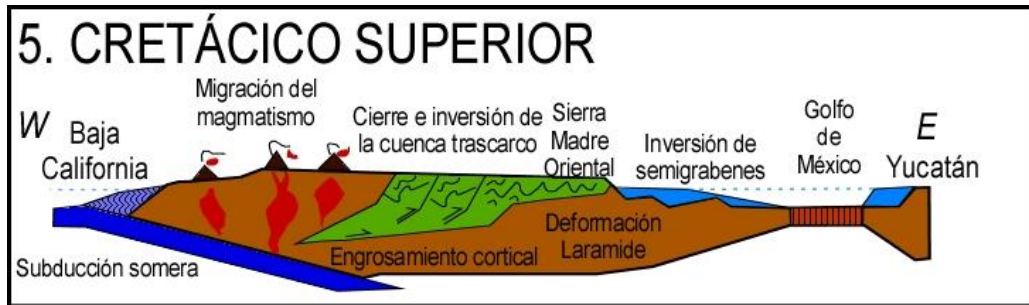


FIGURA 29. Modelo tectónico para la evolución de la provincia del Pacífico al oeste de México y Golfo de México, para el Cretácico Superior. Sección esquemática orientada de Oeste a Este (Goldhammer, 1999).

4.2.6 Cenozoico

En el Terciario Inferior la secuencia mesozoica depositada en el Noreste de México fue deformada por la Orogenia Laramide, retrocediendo los mares del Cenozoico al Este, dejando atrás una gruesa secuencia de siliciclásticos (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999). La Cuenca de Burgos del Paleógeno fue formada después de la Laramide y es considerada como la continuación hacia el Sur de la bahía de Río Grande. Esta cuenca se rellenó con sedimentos clásticos y terrígenos de los grupos Midway y Wilcox (Paleoceno – Eoceno Inferior), que se depositaron en un sistema complejo de barras – barreras y deltas. Las cuales permitieron el desarrollo de secuencias de gran espesor de lutitas y arenas. Esta barrera deltáica se progrado hacia el Este durante el Cenozoico, favoreciendo la formación de numerosas fallas de crecimiento que constituyen trampas favorables para la acumulación de gas (Echánove, 1976).

4.3 LITOLOGÍAS DEL NORESTE DE MÉXICO

La cubierta mesozoica (Triásico Superior - Cretácico Superior) del Noreste de México comprende litologías que van desde sedimentos clásticos - continentales hasta sedimentos característicos de mar abierto y aguas profundas (ver Figura 30).

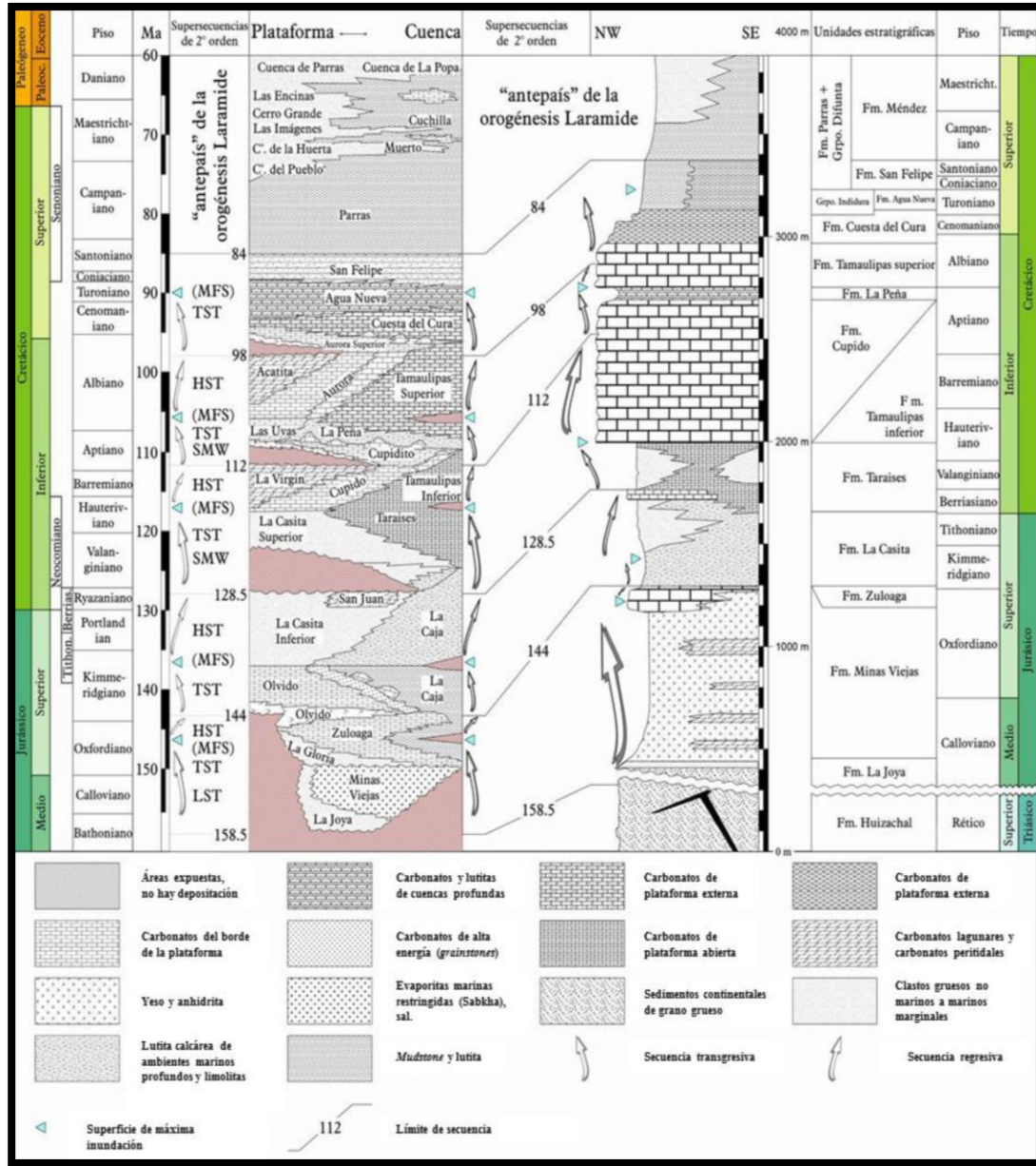


FIGURA 30. Columna estratigráfica del Noreste de México (Ocampo – Díaz et al., 2008).

4.4 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO (FM. LA CASITA).

Para este estudio se muestrearon rocas de tres localidades: (a) afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L., (b) afloramiento en Potrero Prieto, N.L. y (c) afloramiento en carretera Iturbide – Camarones, N.L. De tal forma, las características geológicas – estratigráficas serán descritas en los siguientes apartados para cada una de las áreas.

4.4.1 Afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L.

Según Flores – Álvarez (2017), en esta localidad la Fm. La Casita tiene un espesor aproximado de 30 m, el cual presenta estratos con espesores que van desde los 20 hasta los 40 cm. Del mismo modo, menciona que la lutita negra muestra fracturas rellenas de minerales (calcita, ver Figura 31). Así como también concreciones de óxido, las cuales son evidentes en la Figura 32. En la Figura 33 se muestra un mapa geológico con las diferentes litologías y contactos geológicos para esta área. Cabe mencionar, que de los tres afloramientos en estudio las lutitas de esta área presentan mayor competencia.

Se presenta un perfil litológico (Flores – Álvarez, 2017) para esta zona en la Figura 34, en donde se indican los horizontes con puntos de muestreo y los diferentes análisis a realizados. En esta área se omitieron los análisis petrofísicos ya que se reportaron en un trabajo previo.



FIGURA 31. Concreciones de calcita en lutita negra en carretera Montemorelos – Rayones, N.L., Km 18.



FIGURA 32. Afloramiento de lutita negra en carretera Montemorelos – Rayones, N.L., Km 18 La línea punteada amarilla indica concreciones de óxido. Coordenadas: 14R 401772 E, 2776781 N.

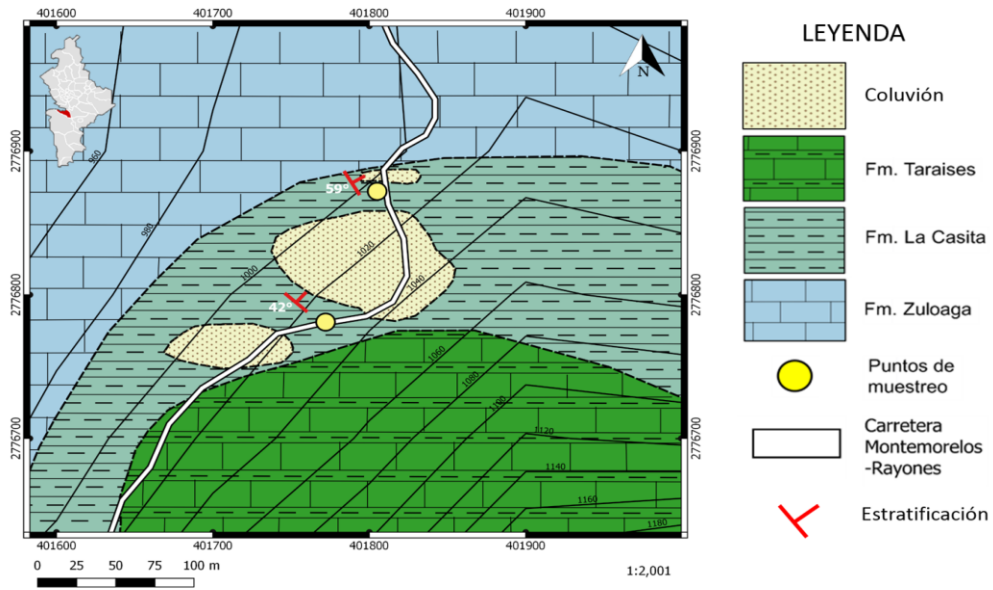


FIGURA 33. Mapa geológico del área de estudio (Flores – Álvarez, 2017). La leyenda muestra las diferentes litologías, además de los puntos de muestreo. Servicio Geológico Mexicano.

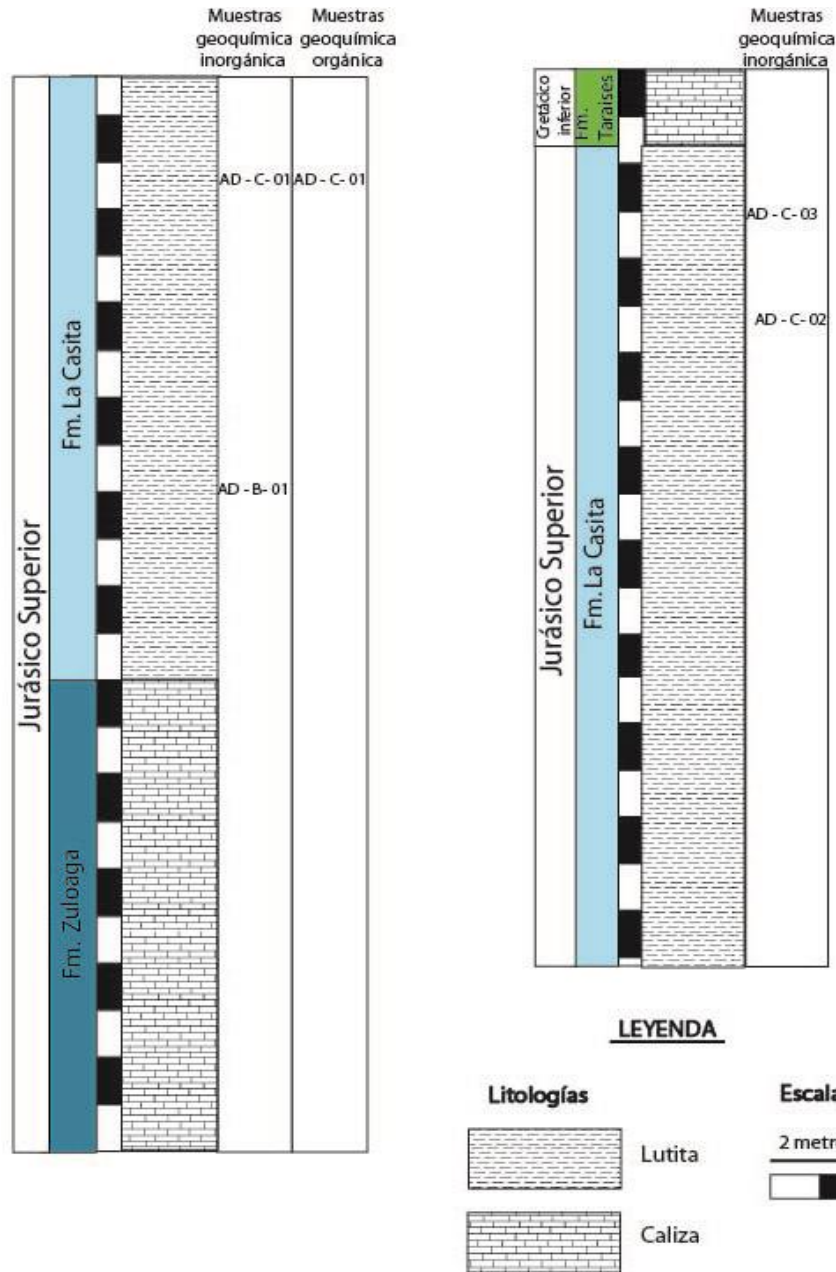


FIGURA 34. Perfil litológico de la Fm. La Casita en la localidad carretera Montemorelos – Rayones, N.L., Km 18 (Flores – Álvarez, 2017).

4.4.2 Afloramiento en Potrero Prieto, N.L.

En la localidad de Potrero Prieto N.L., se encuentran expuestas unidades litoestratigráficas del Jurásico Superior (caliza y lutita) pertenecientes a la Fm. Zuloaga y Fm. La Casita, hasta rocas del Cretácico Inferior (predominantemente carbonatos) pertenecientes a la Fm. Taraises (ver Figura 35); además de depósitos cuaternarios.



FIGURA 35. Contactos litológicos de la Fm. Zuloaga, Fm. La Casita y Fm. Taraises en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.; Coordenadas: 14 R 400140 E, 2750863N.

4.4.2.1 Formación Zuloaga

Localmente las características litológicas de La Fm. Zuloaga se componen de caliza masiva que varía de color gris claro - oscuro hasta beige, sin estratificación (forma irregular) y evidencia fuerte de fracturamiento y disolución (ver Figura 36). En esta área la Fm. Zuloaga subyace a la Fm. La Casita con un contacto concordante y abrupto (ver Figura 37). A esta unidad se le atribuye un ambiente de depósito somero con poca circulación de agua y una edad relativa del Oxfordiano Superior (Michalzik, 1988).



FIGURA 36. Caliza masiva sin estratificación de la Fm. Zuloaga con presencia de fracturamiento y disolución en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.

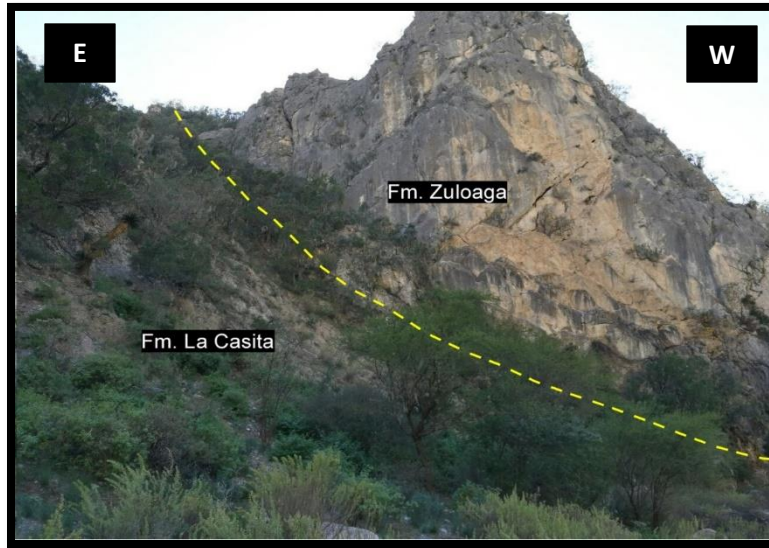


FIGURA 37. Contacto concordante y abrupto de la Fm. Zuloaga y la Fm. La Casita en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.

4.4.2.2 Formación La Casita

Localmente esta formación presenta un espesor de aproximadamente 120 metros. Los primeros 7 m con respecto a la Fm. Zuloaga, están conformados por lutita laminar de color verde oscuro en muestra intemperizada y beige en muestra fresca (ver Figura 38a). Seguido de esto, se presentan aproximadamente 75 m de lutita negra laminar masiva, de color negro en muestra intemperizada a pardo oscuro en muestra fresca (lo cual se relaciona a un alto contenido de materia orgánica; ver Figura 38b y c), con intercalaciones margosas muy escasas. Esta secuencia se caracteriza por fisuras rellenas de calcita, concreciones calcáreas y nódulos de óxido (ver Figura 38 d, e, f). Los últimos 38 m se caracterizan por una secuencia de lutitas negras intercaladas con margas que presentan espesores delgados (ver Figura 39). Cercano al techo de la unidad, las margas van aumentando su frecuencia y espesor, así como también aumenta la aparición de calcita y las lutitas comienzan a disminuir; en los últimos metros es evidente la presencia de rocas calcáreas con muy escasa frecuencia de lutitas (ver Figura 40), indicando una transición paulatina con la Fm Taraises. El contacto de la Fm. La Casita con la Fm. Taraises es concordante (ver Figura 41).

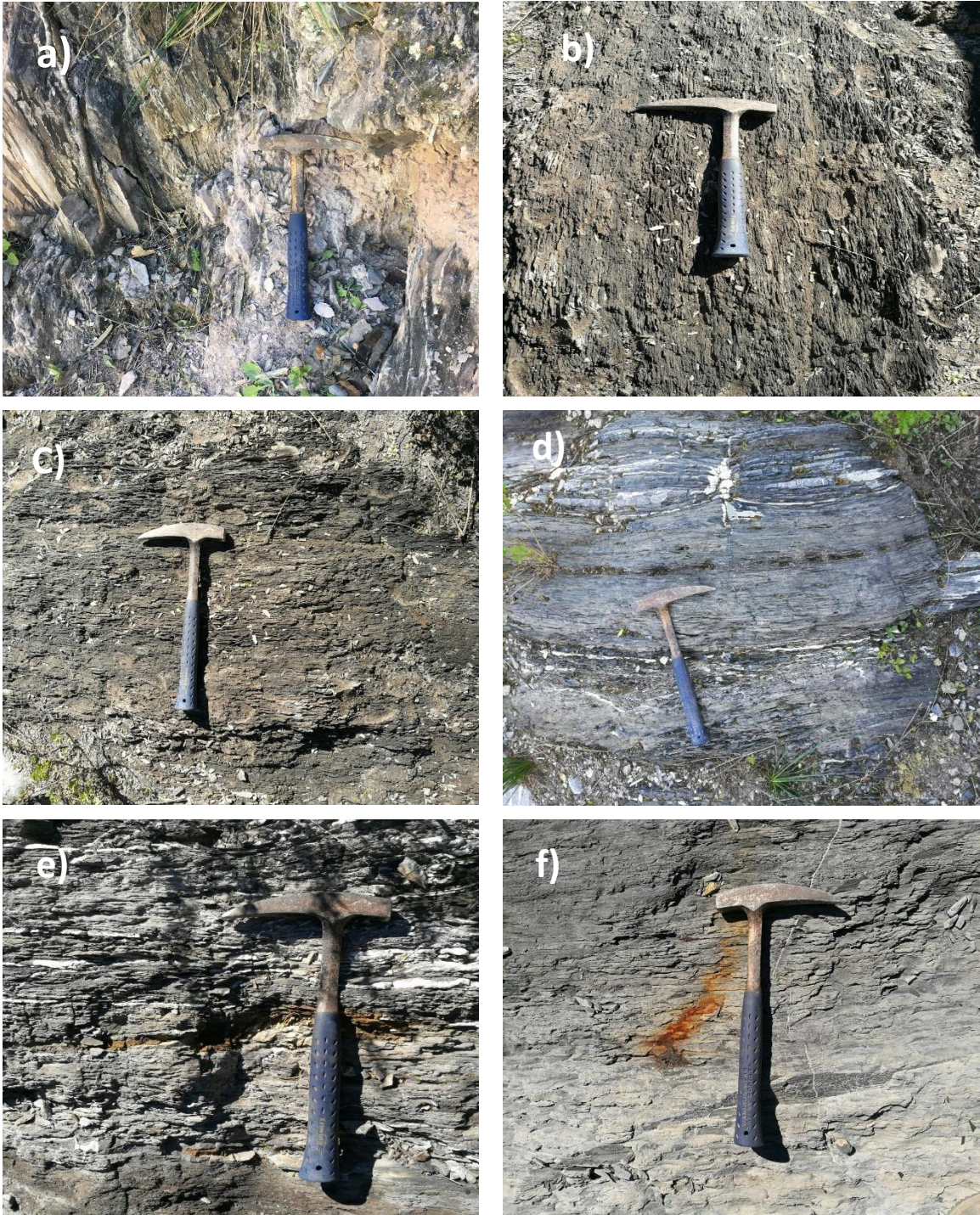


FIGURA 38. (a) Base de la Fm. La Casita, constituida por lutita laminar color beige en muestra fresca; (b) y (c) lutita negra laminar; (d) fisuras rellenas de calcita; (e) laminaciones de óxido; y (f) concreción calcárea y nódulo de óxido. Fm. La Casita en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.



FIGURA 39. Secuencia de lutitas negras intercaladas con margas que presentan espesores delgados. Fm La Casita en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.



FIGURA 40. Aumento de rocas calcáreas y disminución de lutitas en la Fm La Casita en afloramiento de Potrero Prieto, N.L.



FIGURA 41. Contacto geológico de la Fm. La Casita y la Fm. Taraises. Afloramiento de Potrero Prieto, N.L.

4.4.2.3 *Formación Taraises*

La Fm. Taraises está conformada por caliza muy competente de color gris claro (ver Figura 42), con un espesor aproximado de 12 m. Presenta estratos de espesores delgados a medianos (10 - 40 cm). Esta formación hace contacto con el miembro arenoso Galeana (ver Figura 43), el cual está constituido por areniscas que varían de color gris a beige y presenta una estratificación que va de delgada a gruesa.

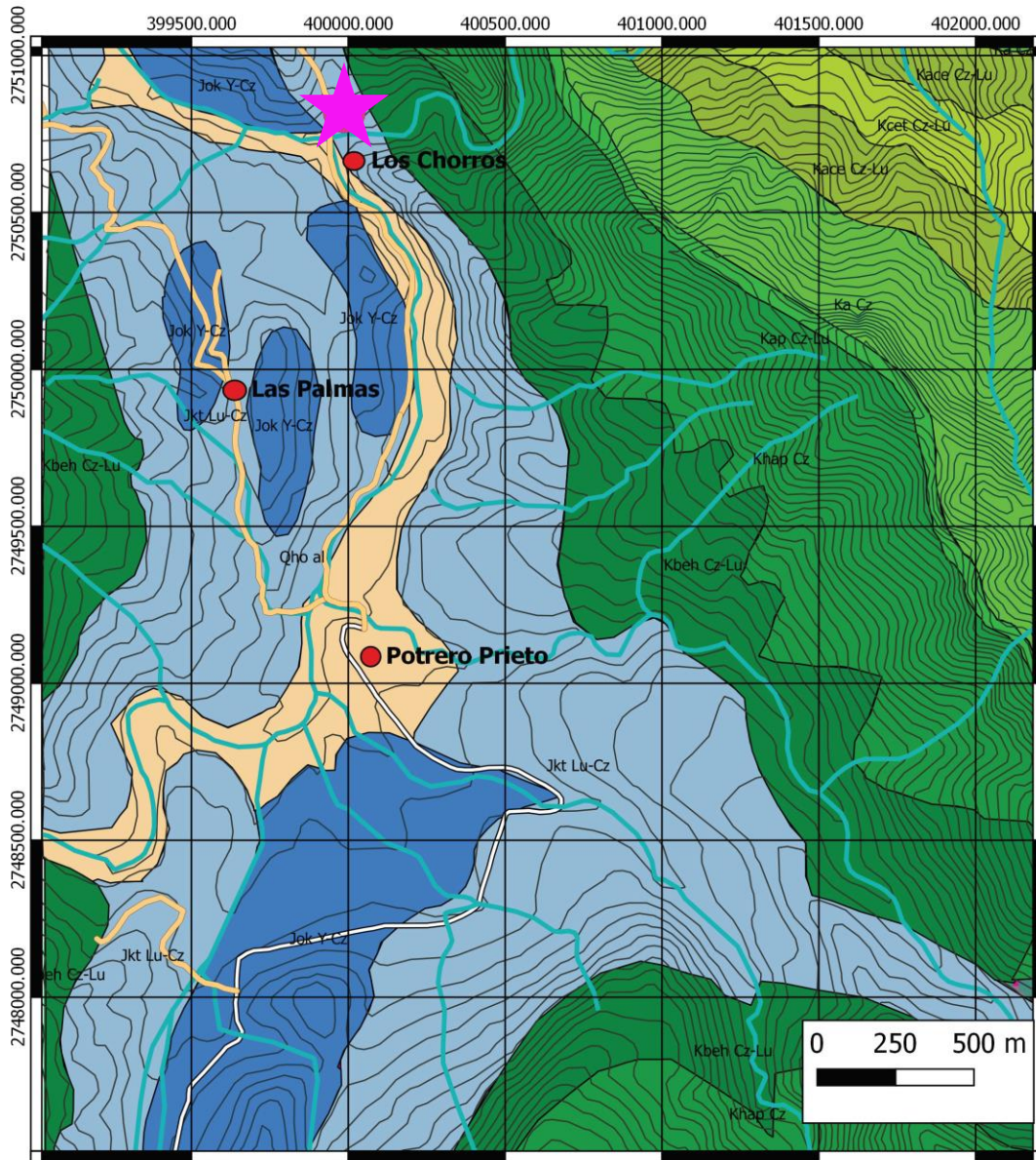
En las Figuras 44 y 45 se presenta un mapa geológico de la zona y el perfil litológico, respectivamente; allí se señalan los puntos de muestreo en los diferentes horizontes. Los análisis de geoquímica inorgánica para determinar procedencia, transporte, ambiente tectónico y ambientes de depósito de lutitas negras no se realizaron, debido a que se han reportado previamente (López – Medina, 2010).



FIGURA 42. Calizas de la Fm. Tarieses. Afloramiento de Potrero Prieto, N.L.



FIGURA 43. Contacto de la Fm. Tarieses con el Miembro Arenoso Galeana. Afloramiento de Potrero Prieto, N.L.



Leyenda

- | | | |
|---------------------------|-------------------------|-------------------------|
| Corrientes de agua | Geología | Fm. La Peña |
| Corriente de agua | curva de nivel | Fm. Tamaulipas inferior |
| Vías de transporte | Aluvi3n | Fm. Taraies |
| Camino | Fm. Agua Nueva | Fm. La Casita |
| Carretera | Fm. Cuesta del Cura | Fm. Zuloaga |
| Localidad | Fm. Tamaulipas superior | Punto de muestreo |
| Localidad | | |

FIGURA 44. Mapa geol3gico del 1rea de estudio. La leyenda muestra las diferentes litologías, adem1s de los puntos de muestreo. Servicio Geol3gico Mexicano, 2015.

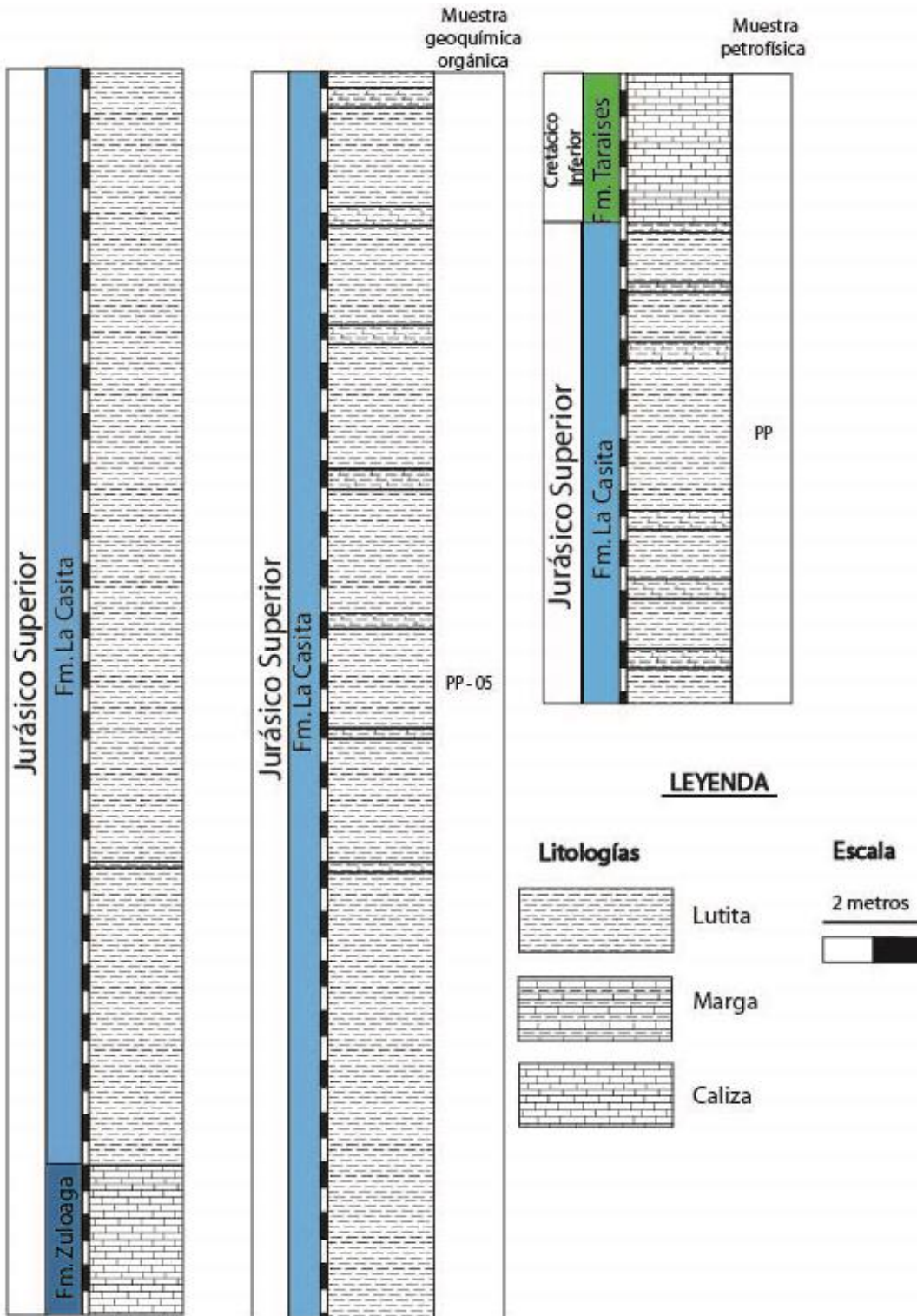


FIGURA 45. Perfil litológico en la localidad Potrero Prieto, N.L. Coordenadas: 14 R 400140 E, 2750863 N.

4.4.3 Afloramiento en carretera Iturbide – Camarones, N.L.

Esta área de estudio se encuentra en la carretera Iturbide – Camarones, N.L. Km 2 (ver Figura 46). En esta zona la Fm. La Casita tiene un espesor aproximado de 300 m, pero solo se consideraron los primeros 12 m, en donde hay presencia de lutita negra. Este afloramiento consta de lutita negra muy laminar y físil (Figura 47 a y b), con un color negro pardo en muestra intemperizada y color grisáceo en muestra fresca. El espesor de los estratos es de 5-20 cm. De los afloramientos analizados, este es el que muestra las rocas menos competentes con espesores muy reducidos. Se tienen intercalaciones de caliza y margas; estas últimas presentan paquetes de hasta 1.30 m con estratos delgados a medianos. La coloración es de gris claro a ocre. Las muestras para el análisis petrofísico se tomaron de horizontes margosos debido a los problemas de fisibilidad de la lutita y sus estratos tan delgados. Las calizas presentan horizontes desde 70 cm hasta 1.20 m de espesor, y coloración gris claro. Se encontró la presencia de concreciones calcáreas de forma ovoidal (ver Figura 47 c). Las rocas carbonatadas predominan de manera ascendente hacia el techo de la unidad. Aproximadamente a 5 m de la base del perfil existe un horizonte de lutita arenosa, el cual presenta fragmentos de huellas fósiles (ver Figura 47 d y e); de acuerdo con su estructura pueden tratarse de bivalvos fragmentados, lo cual concuerda con Gotte (1988) quien mencionó la presencia de bivalvos en el área de Galeana, N.L. El afloramiento completo presenta diaclasas que en su mayor parte se encuentran rellenas de calcita (ver Figura 47 f). En esta zona no existe evidencia clara de contactos litológicos, con las unidades que subyacen y sobreyacen a La Formación La Carita.



FIGURA 46. Afloramiento de la Fm La Casita en carretera Iturbide – Camarones, N.L. Km 2; coordenadas 14 R 410138 E, 2733591 N. L.

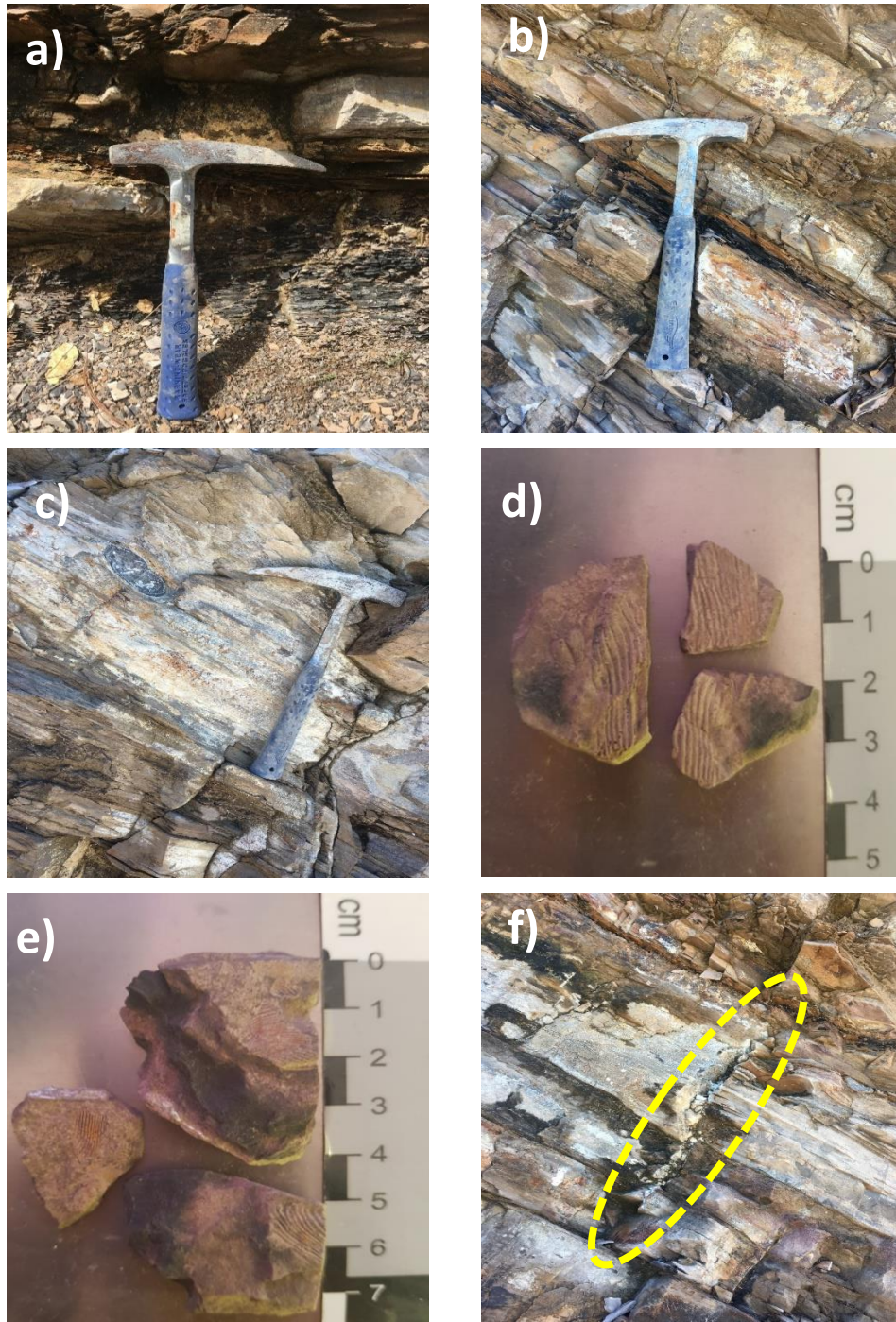


FIGURA 47. a y b) estratos de lutita negra muy laminar y fisil con intercalaciones de margas, c) concreción calcárea de forma ovoidal, d y e) impresiones de fragmentos fósiles (posiblemente bivalvos), y f) diaclasa rellena de calcita. Afloramiento de la Fm La Casita en carretera Iturbide – Camarones, N.L. Km 2; coordenadas 14 R 410138 E, 2733591 N.L.

En las Figuras 48 y 49 se presenta un mapa geológico de la zona y un perfil litológico respectivamente, indicando los puntos de muestreo.

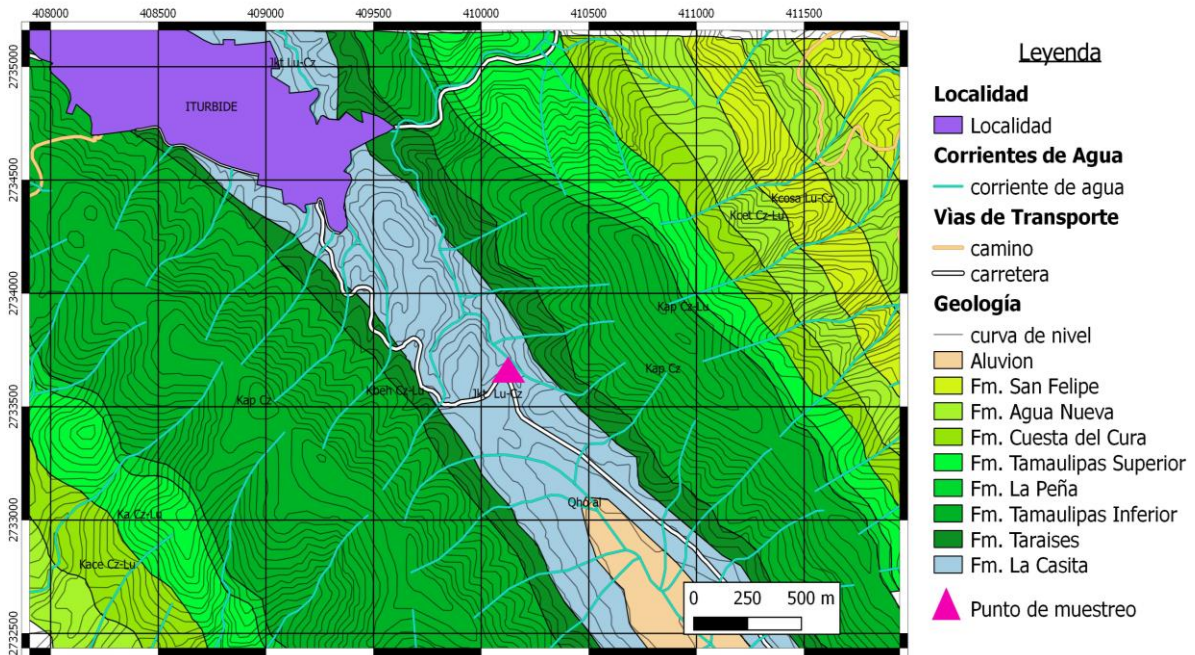


FIGURA 48. Mapa geológico del área de estudio. La leyenda muestra las diferentes litologías, además del punto de muestreo. (Servicio Geológico Mexicano, 2010).

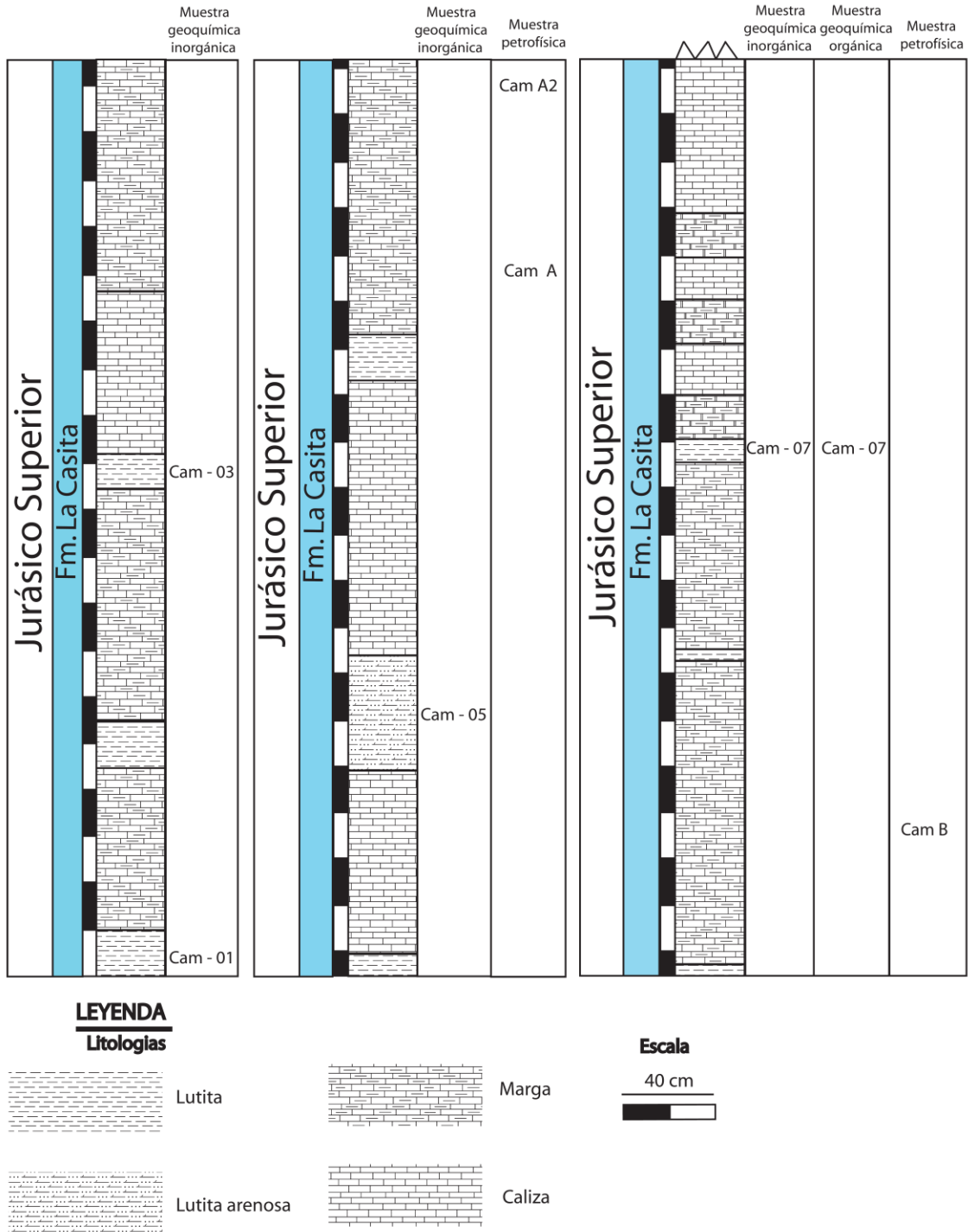


FIGURA 49. Sección inferior del perfil litológico en la carretera Iturbide – Camarones, N.L. Km 2; coordenadas 14 R 410138 E, 2733591 N.

5 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 ANÁLISIS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO

El microscopio electrónico de barrido tiene la capacidad para producir imágenes de alta resolución de la muestra, así como también obtener la composición elemental cualitativa de ésta por medio de espectrometría de energía dispersiva de Rayos X (EDS). En los siguientes párrafos se presentan los resultados relacionados a la morfología y composición elemental de tres muestras de lutita negra pulverizada de diferentes afloramientos: carretera Montemorelos – Rayones (AD – C – 01), Potrero Prieto (PP – 05) y carretera Iturbide – Camarones, N.L. (Cam 07).

En las micrografías de las Figuras 50 a), 51 a) y 52 a), obtenidas con una magnificación de 250x y escaladas a 400 μm , se presenta una vista general de la muestra. En estas imágenes la mayoría de los clastos tienden a presentar una morfología planar, típica de aluminosilicatos (Rollinson, 1993). Las Figuras 50 b, c); 51 b) y 52 b), c) muestran micrografías con magnificaciones de 1700 y 2000x, en donde se destaca la morfología planar y laminar de los clastos de las tres muestras de lutita. En la Figura 50 c) se puede apreciar que algunos clastos de la localidad de la carretera Montemorelos – Rayones (AD – C – 01), presentan morfologías más redondeadas en comparación con las otras dos localidades, esto podría deberse a la cercanía con el área fuente.

Por último, en las Figuras 50 d); 51 c), d) y 52 d), se presentan micrografías con magnificaciones de 5000 y 7000x donde se visualiza la morfología a detalle y el comportamiento composicional elemental de las tres muestras. Para esto se aplicó la espectrometría de energía dispersiva de Rayos X (EDS). En estas micrografías se observan clastos con morfología más suave y la porosidad entre ellos. Las micrografías del afloramiento de la carretera Iturbide – Camarones presentan cambios notorios con respecto a las otras dos muestras que son similares entre sí. Algunos de sus clastos presentan un brillo destacado indicando la presencia de elementos pesados.

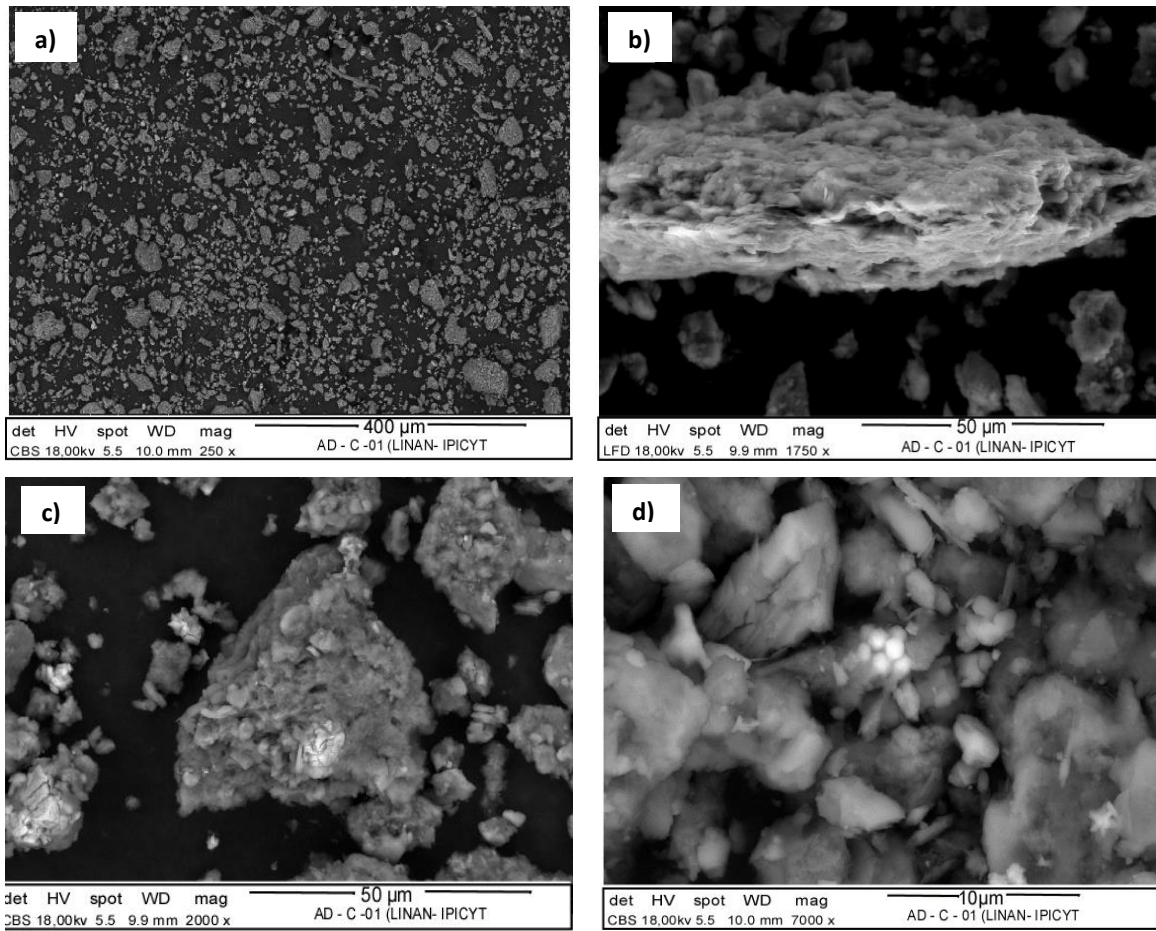


FIGURA 50. Micrografías de lutita negra pulverizada; muestra de afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L.

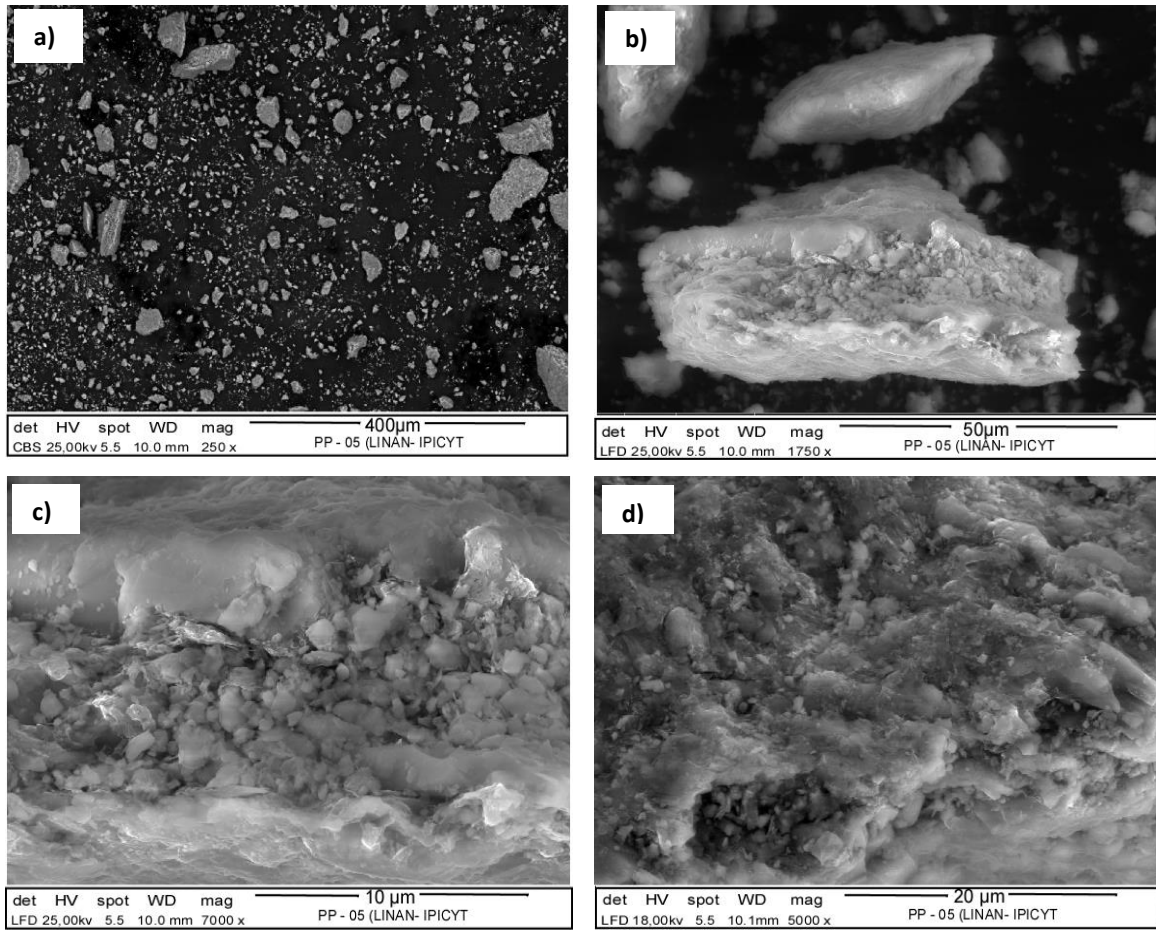


FIGURA 51. Micrografías de lutita negra pulverizada; muestra de afloramiento en Potrero Prieto, N.L.

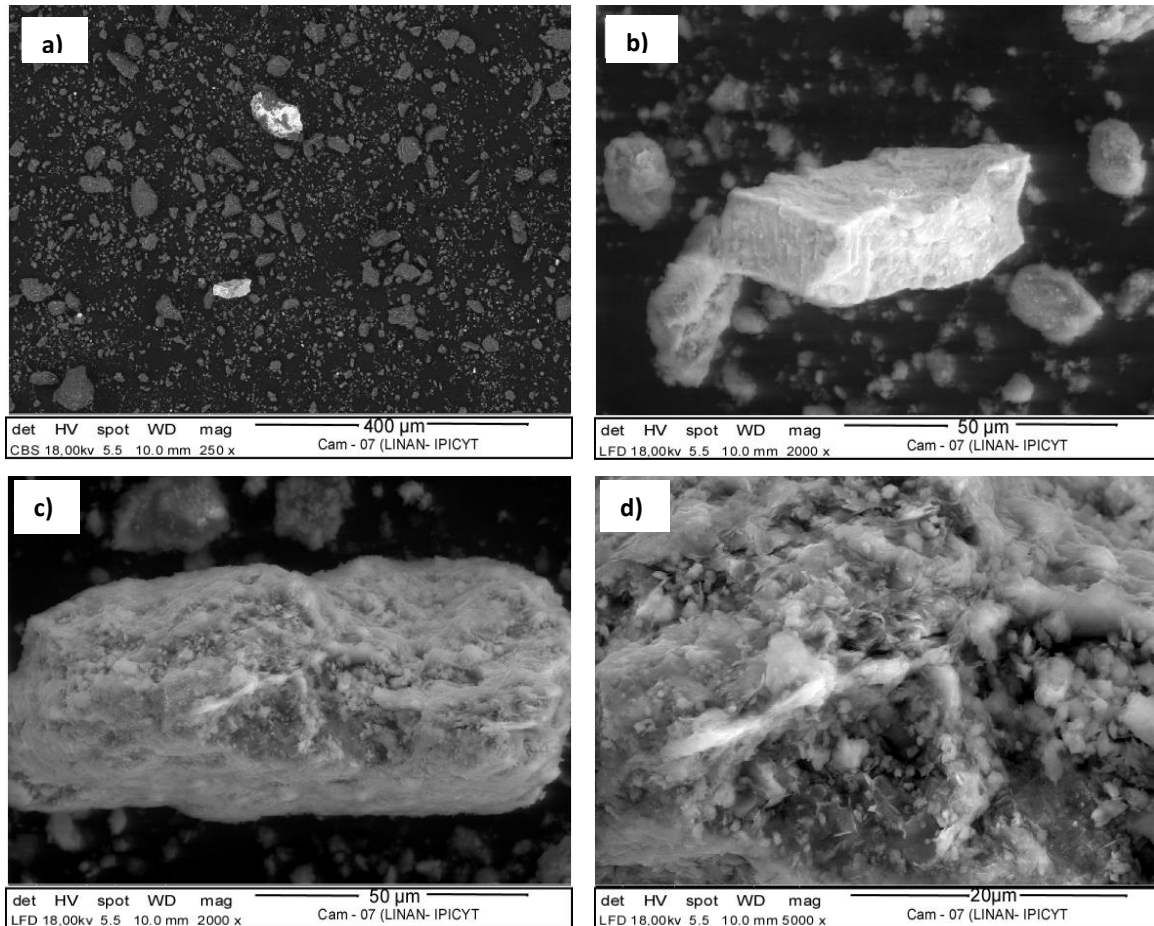


FIGURA 52. Micrografías de lutita negra pulverizada; muestra de afloramiento en carretera Iturbide – Camarones, N.L.

Como se mencionó anteriormente, se aplicó espectrometría de energía dispersiva de Rayos X (EDS) a las muestras de lutita negra con el fin de establecer una composición elemental cualitativa de los sedimentos clásticos. De acuerdo con la Figura 53, la muestra del afloramiento Montemorelos – Rayones presenta un enriquecimiento en sílice, oxígeno, aluminio, calcio, carbono y potasio, con lo que se confirma la presencia de aluminosilicatos y calcita. En la muestra de Potrero Prieto (ver Figura 54) se observa un enriquecimiento similar al del caso anterior. Esto reafirma los resultados de López – Medina (2010). La muestra del afloramiento Iturbide – Camarones indica la presencia de oxígeno, azufre, bario, calcio y sílice, (ver Figura 55). De acuerdo con estos elementos, se infiere la presencia de barita (BaSO_4), calcita (CaCO_3), cuarzo (SiO_2) y minerales arcillosos (Al). Debido a que el bario es un elemento de alto peso molecular, éste presentó un brillo notorio en las micrografías (ver Figura 52). Es necesario mencionar que el análisis de espectrometría de energía dispersa de Rayos X (EDS), solamente da resultados elementales cualitativos, con lo cual se infiere la presencia de algunas fases.

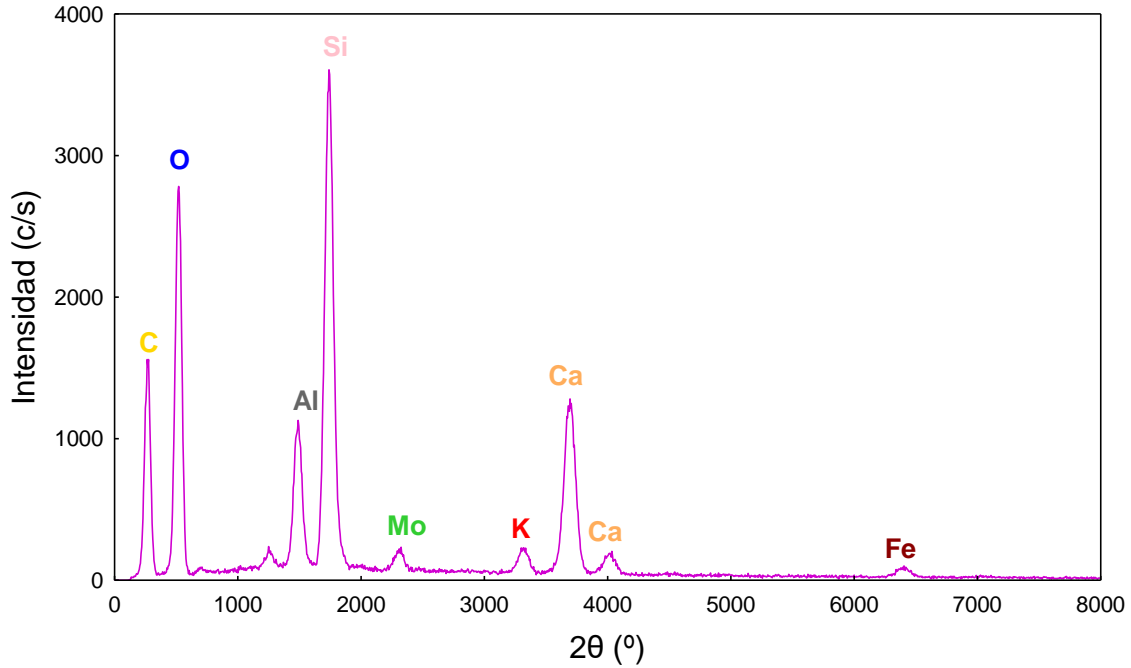


FIGURA 53. Espectrograma correspondiente a la muestra de afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L. (AD – C - 01). Abreviaturas: Si = Sílice, O = Oxígeno, C = Carbono, Al = Aluminio, Ca = Calcio, K = Potasio, Fe = Fierro y Mo = Molibdeno.

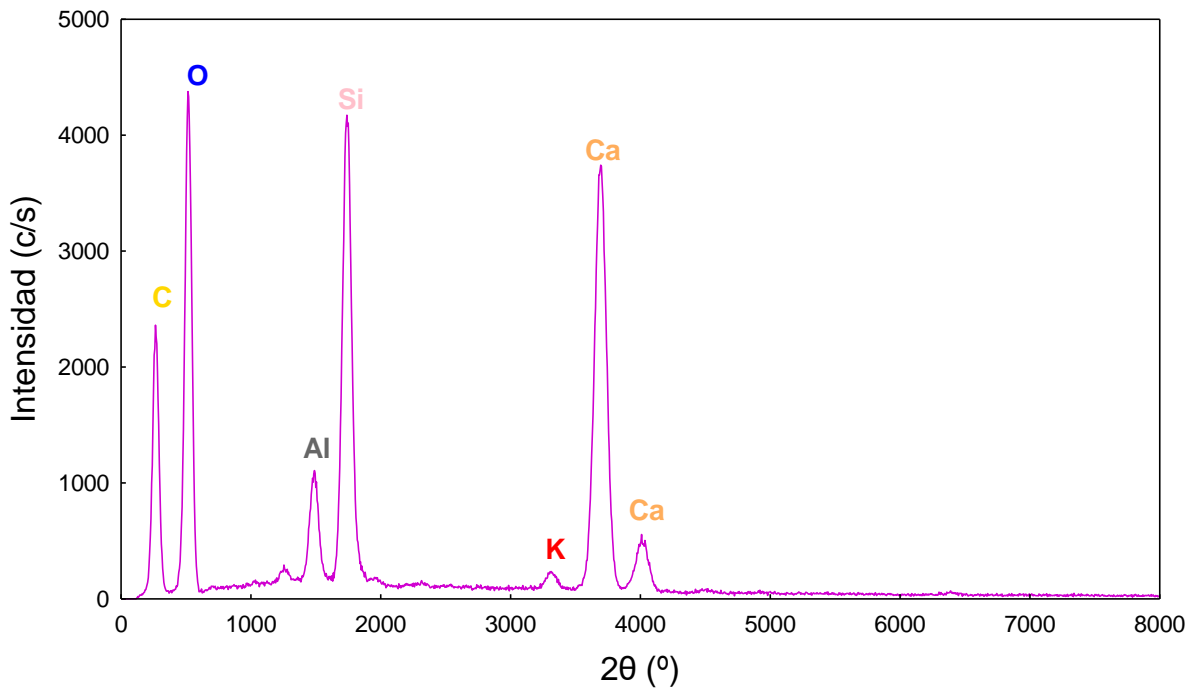


FIGURA 54. Espectrograma correspondiente a la muestra de Potrero Prieto, N.L. (PP – 05). Abreviaturas: Si = Sílice, O = Oxígeno, C = Carbono, Al = Aluminio, Ca = Calcio, K = Potasio, Mg = Magnesio.

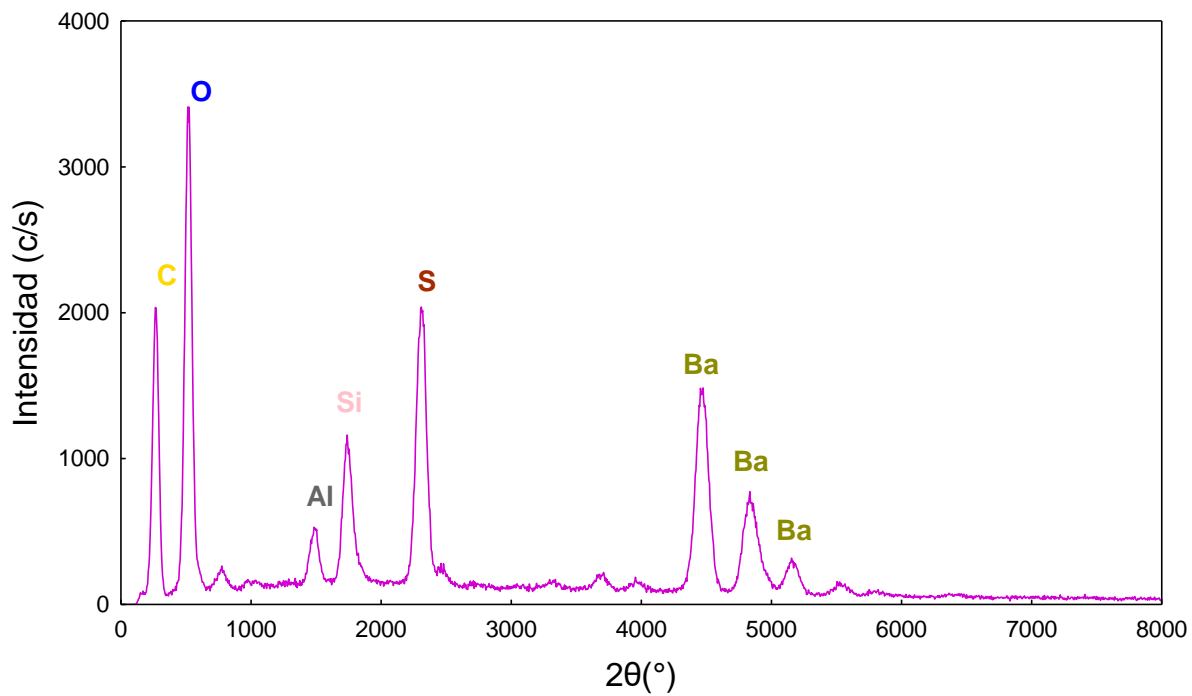


FIGURA 55. Espectrograma correspondiente a la muestra de afloramiento en carretera Iturbide - Camarones, N.L. (Cam 07). Abreviaturas: Si = Sílice, O = oxígeno, C = Carbono, Al = Aluminio, Ca = Calcio, K = Potasio, Ba = Bario, S = Azufre.

5.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICO

En este apartado se documentan los resultados obtenidos de la caracterización geoquímica de elementos mayores y traza (ver Tabla 6) de sedimentos de la Fm. La Casita en afloramientos de la carretera Montemorelos – Rayones y carretera Iturbide – Camarones, N.L. La geoquímica en Potrero Prieto, N.L. ya ha sido reportada previamente por López Medina (2010). El análisis estadístico se realizó con el software comercial *Statistica* (Statsoft, Inc., Tulsa Oklahoma, 1984 – 1995).

5.2.1 Análisis de elementos mayores

Los elementos mayores representan las abundancias de los componentes principales que son la base de los minerales que constituyen a las rocas sedimentarias. A pesar de su movilidad conocida durante procesos como intemperismo y transporte, geoquímicamente pueden ser usados para conocer la variabilidad composicional en sedimentos y de esta forma establecer una clasificación litológica general.

La composición de elementos mayores se utilizó para construir diagramas tipo Harker y observar su variación con respecto al Al_2O_3 (ver Figura 56). La concentración de SiO_2 , TiO_2 , Na_2O y K_2O presentan una correlación positiva con respecto a Al_2O_3 , lo que posiblemente esté relacionado a su incorporación en minerales arcillosos. Una correlación negativa caracteriza a los diagramas de CaO y MnO , que puede relacionarse a una disminución en carbonatos y óxidos con el incremento del Al_2O_3 . El diagrama de MgO se caracteriza por una fuerte dispersión. Este elemento está asociado a minerales de poca resistencia a la alteración (olivino, piroxenos).

Tabla 6. Composición de elementos mayores (% masa/masa) y traza (ppm) para lutitas de la Formación La Casita en afloramientos de la carretera Montemorelos – Rayones y carretera Iturbide – Camarones, N.L.

Muestra	AD-B-01	AD-C-01	AD-C-02	AD-C-04	CAM 01	CAM 03	CAM 05	CAM 07	CCS
a) Elementos mayores (%masa/masa)									
SiO ₂	50.7	43.31	58.76	27.23	68.22	69.93	45.7	58.42	66.6
Al ₂ O ₃	6.32	7.9	8.39	4.53	14.11	12.53	5.04	18.11	15.4
Fe ₂ O ₃	1.84	2.32	1.85	1.37	2.34	2.19	2.06	2.59	5.04
MgO	0.64	1.11	0.92	1.31	0.52	0.48	0.34	0.68	2.48
CaO	18.95	20.24	10.79	32.89	1.79	2.98	24.08	3.24	3.59
Na ₂ O	0.05	0.06	0.28	0.02	0.07	0.07	0.04	0.09	3.27
K ₂ O	1.32	1.71	1.77	0.96	2.31	2.07	0.92	3.07	2.8
TiO ₂	0.3	0.35	0.36	0.2	0.62	0.48	0.23	0.47	0.64
P ₂ O ₅	0.36	0.41	0.56	0.28	0.42	0.41	0.23	0.33	0.15
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.1
Cr ₂ O ₃	0.011	0.016	0.019	0.014	0.014	0.012	0.01	0.018	-
LOI	19.3	22.3	16.1	30.9	9.1	8.5	21.1	11.8	-
Total	99.8	99.73	99.8	99.7	99.5	99.7	99.8	98.8	-
b) Elementos de las tierras raras (ppm)									
La	31	25.5	54.5	23.8	41.2	46.8	29.2	40.7	31
Ce	38.9	27.6	49.6	19.4	71.3	81.4	34.3	61.7	63
Pr	6.51	5.32	9.05	4.17	10.67	11.58	5.31	9.34	7.1
Nd	25.5	22.1	32.4	16.3	45.1	49.6	20.9	37.3	27
Sm	4.24	4.18	5.69	3.2	9.27	10.58	3.99	6.94	4.7
Eu	0.71	0.91	1.05	0.73	1.84	1.97	0.86	1.37	1
Gd	3.94	4.4	5.42	3.34	9.58	11.5	4.08	7.08	4
Tb	0.57	0.64	0.79	0.54	1.51	1.92	0.62	1.08	0.7
Dy	3.14	3.77	4.54	3.1	8.55	11.9	3.75	6.61	3.9
Ho	0.68	0.81	0.9	0.73	1.94	2.41	0.81	1.27	0.83
Er	2.09	2.69	2.81	2.11	5.47	6.72	2.44	3.66	2.3
Tm	0.31	0.38	0.38	0.3	0.78	0.98	0.33	0.52	0.3
Yb	2.14	2.58	2.54	1.89	4.71	6.42	2.1	3.43	1.96
Lu	0.34	0.42	0.39	0.31	0.75	1.04	0.34	0.49	0.31
c) Elementos traza (ppm)									
Cs	2.9	4.3	4.3	2.2	9.1	9.1	4.7	13.5	4.9
Ga	6.4	8.6	9	3.8	13.9	10.9	6	15.7	17.5
Hf	2.6	2.2	2.2	1.4	6.2	5.8	2	4.2	5.3
Nb	5.3	5.6	5.3	2.7	9.6	6.7	3.5	9.1	12
Rb	45.5	64	65.8	36.4	91.8	79.9	40.5	121.8	84
Sn	7	1	-	-	3	2	-	3	21
Sr	137.2	245.3	143.2	486.7	167.8	164.1	341.6	362.4	320
Ta	0.5	0.5	0.3	0.2	0.9	0.5	0.2	1.2	0.9
Th	6.6	5.4	5.4	3.1	10.5	7.4	3.7	18	10.5
U	9.8	8.2	7.6	3.9	10.8	11.7	11.6	18.1	2.7
V	169	590	404	169	413	433	376	729	97
W	1	0.9	-	0.7	1.3	1.6	0.6	1.1	-
Zr	91.1	81.6	77.4	45	220.6	227.2	68.9	111.6	193
Y	22.5	31.8	33.5	29.1	52.4	69	30.9	41.5	21
Mo	24.7	20.7	8.4	9.1	24.9	39.4	32.1	41.9	1
Cu	33.6	33.1	22.8	27.4	53.7	49.4	37.2	55.9	28
Pb	4.9	6.6	4.5	3.5	12.2	11.4	6.7	13.3	17
Zn	70	171	180	98	181	225	146	239	67
Ni	53.6	76.6	76.2	45.8	133.9	115	132.9	121.6	47
As	8	14	6.7	5.4	13.4	12.8	10.5	12.4	4.8

El total de elementos mayores corresponde a la suma de óxidos y de la pérdida por ignición. En muestras donde la suma total de elementos mayores es < 100.00, se considera que el faltante es completado con SO₂. CSS = Composición promedio de la Corteza Continental Superior (Rudnick & Gao, 2003).

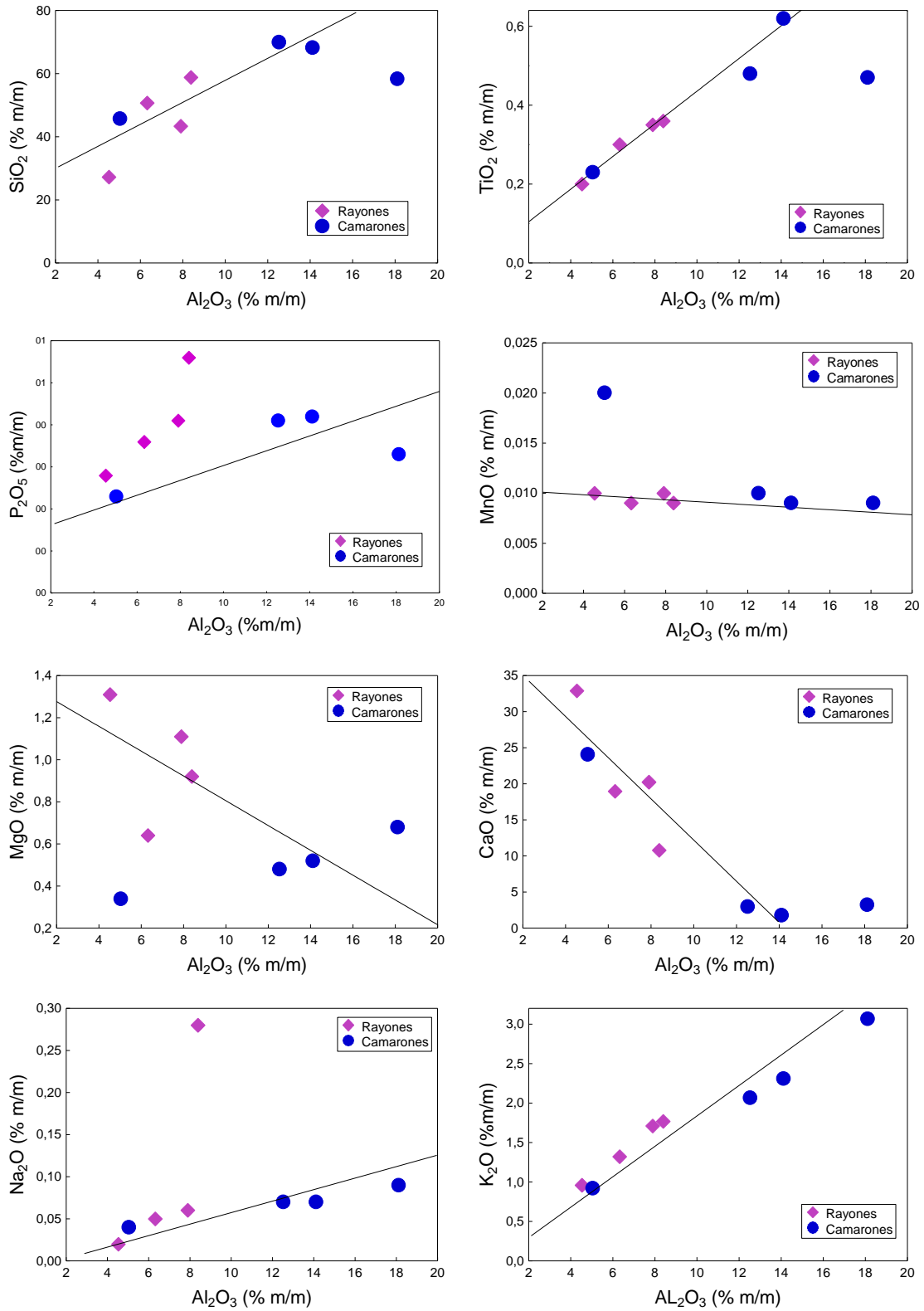


FIGURA 56. Diagramas bivariados tipo Harker (1909) de elementos mayores vs. Al₂O para lutitas negras de la Formación La Casita (afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L., y afloramiento en carretera Iturbide – Camarones).

5.2.2 Clasificación de las lutitas

Para la clasificación de sedimentos lutíticos Herron (1988) utilizó las relaciones de $\log_{10}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}) - \log_{10}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$. La relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ indica la madurez textural en sedimentos clásticos, ya que esta se incrementa en la medida que el cuarzo se acumula de forma progresiva a expensas de la pérdida de fases minerales menos resistentes durante el transporte o reciclamiento sedimentario (Roser & Korsh, 1986). De acuerdo con este diagrama (ver Figura 57), las lutitas analizadas presentan una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ en el intervalo 1.1-2.2, mientras que en el vértice de $\log_{10}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ se observan valores que oscilan entre 0.1 – 0.8. Tres de las muestras se proyectan en el campo de grauvacas, tres en el campo de litarenitas, una en el límite grauvaca – litarenita, y solo una clasifica dentro del campo de lutitas. Es observable la relativa homogeneidad de las muestras, lo que podría indicar una misma área fuente. De acuerdo con la Figura 57, la mayoría de las muestras no son clasificadas como lutitas propiamente, ya que Herron analizó de manera puntual la fracción limo-arcillosa, descartando la fracción silicatada constituida principalmente por cuarzo. Cabe mencionar que las muestras de este estudio contienen material silicatado fino con presencia de arenas.

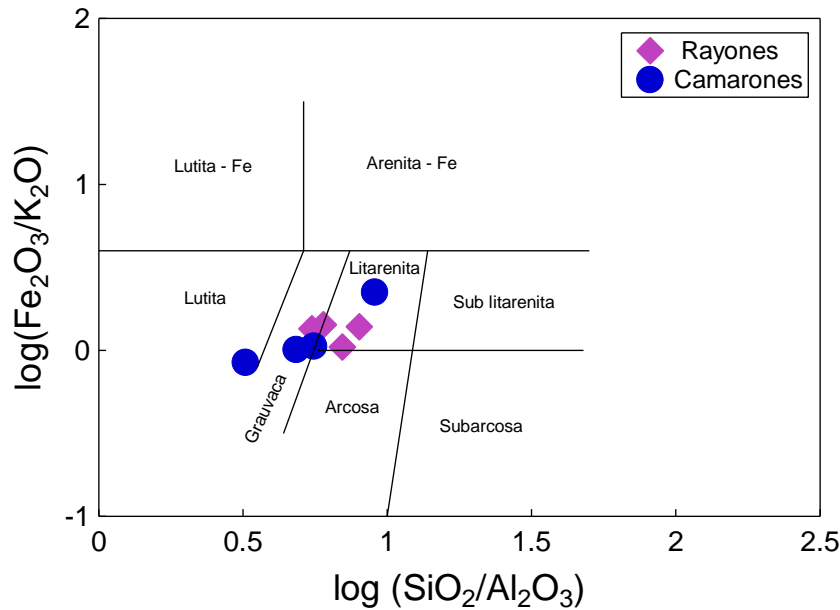


FIGURA 57. Clasificación geoquímica de lutitas negras de la Formación La Casita (perfil carretera Montemorelos – Rayones, N.L. y perfil carretera Iturbide – Camarones, N.L.), de acuerdo con el diagrama de Herron (1988).

5.2.3 Análisis de elementos traza

La mayor parte de los elementos mayores son altamente móviles en líquidos acuosos de baja temperatura como el agua de mar y ríos, además de que su movilidad está controlada por el intemperismo, y la diagénesis (McLennan et al., 1993). Sin embargo, los elementos traza y las tierras raras (REE) y algunos mayores como el Fe y el Ti, presentan una movilidad relativamente baja durante los diferentes procesos sedimentarios; por esta razón se han utilizado como una herramienta para determinar ambientes tectónicos y llevar a cabo el análisis de procedencia (Bhatia & Crook, 1986; Roser & Korsch, 1988; McLennan et al., 1993)

La representación de datos geoquímicos en diagramas multielementales permite observar y comparar el contenido de varios elementos frente a un patrón determinado. En este caso los valores de las REE de las muestras fueron contrastados con respecto a los valores normalizados de condrita (ver Figura 58) propuestos por Taylor & McLennan (1985), ya que los elementos lantánidos (REE: La-Lu) son útiles para comparar la composición de los sedimentos clásticos con respecto a meteoritos condriticos, cuya composición refleja la composición original de la Tierra (Taylor & McLennan, 1985).

Para inferir las rocas fuentes de los sedimentos clásticos, se utilizaron patrones normalizados de REE y el tamaño de la anomalía de Eu (expresada en términos de la relación $[Eu/Eu^*]_N = (Eu/0.077) / [(Sm/0.203) * (Gd/0.276)]^{1/2}$ (Taylor & McLennan, 1985). Las rocas ígneas félsicas normalmente se caracterizan por altos valores de la relación LREE/HREE ($(La/Yb)_N > 4$) y marcadas anomalías negativas de Eu ($[Eu/Eu^*]_N < 1$). Por otro lado, las rocas máficas presentan valores bajos de LREE/HREE y anomalías de Eu pequeñas o inexistentes.

En la Figura 58 se exponen los patrones normalizados a condrita, pertenecientes a las lutitas negras de la Fm. La Casita de los dos afloramientos en estudio. El patrón general de las REE en las muestras está caracterizado por: (a) enriquecimiento de REE ligeras ($(La/Yb)_N$, que oscila entre 4.8 – 14.34 con una notable anomalía negativa de Ce, (b) una anomalía negativa de Eu ($[Eu/Eu^*]_N$ con valores que van desde 0.04 – 0.1, y (c) una tendencia relativamente plana o empobrecimiento para las REE pesadas (HREE). Según Bhatia (1985), todas estas características son indicadoras de que estas rocas fueron depositadas en un margen pasivo, cuencas cratónicas o de plataforma, lo cual menciona que estas no pueden ser distinguidas sólo considerando a las REE. Estas mismas características a su vez están relacionadas con fuentes félsicas.

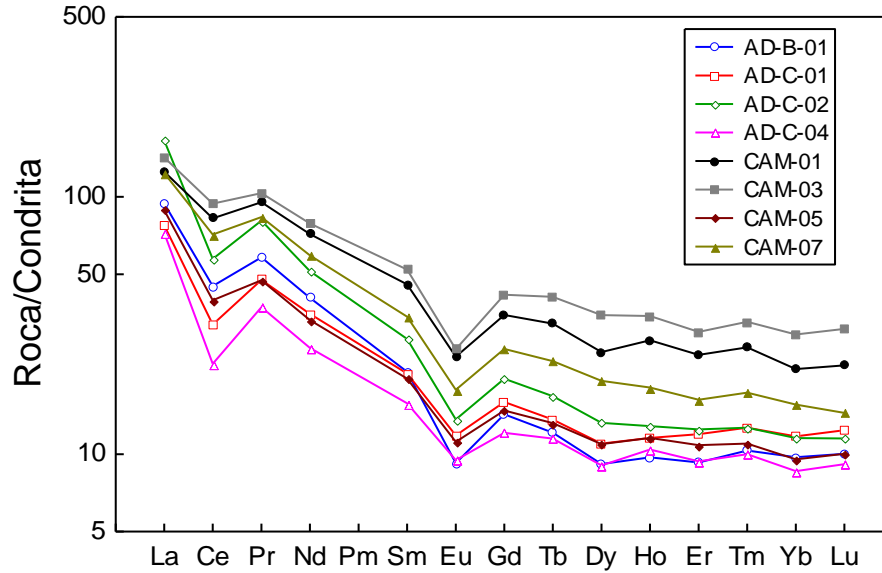


FIGURA 58. Diagramas de lantánidos normalizados a condrita para las lutitas de la Formación La Casita en los afloramientos de carreteras Montemorelos-Rayones (clave: AD) e Iturbide – Camarones, N. L. (clave: CAM). Valores normalizados reportados por Haskin et al. (1968) en ppm: La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22 y Lu = 0.0339.

5.2.4 Composición del área fuente

Una de las utilidades más importantes que tiene la geoquímica de rocas sedimentarias siliciclásticas, es determinar el área fuente que dio origen a estos sedimentos. Es por esto que las muestras de este trabajo fueron graficadas en el diagrama de discriminación de Roser & Korsch (1988) (ver Figura 59). En este método se utilizan las funciones discriminantes FD1 y FD2 basadas en la mayoría de los elementos mayores divididos con el Al_2O_3 . Los campos de procedencia pueden ser: rocas ígneas máficas, intermedias, félsicas, o rocas sedimentarias cuarcíticas. Las funciones discriminantes son:

$$FD1 = 30.638*(TiO_2/Al_2O_3) - 12.541*(Fe_2O_{3(total)}/Al_2O_3) + 7.329*(MgO/Al_2O_3) + 12.031*(Na_2O/Al_2O_3) + 35.402*(K_2O/Al_2O_3) - 6.382$$

$$FD2 = 56.500*(TiO_2/Al_2O_3) - 10.879*(Fe_2O_{3(total)}/Al_2O_3) + 30.875*(MgO/Al_2O_3) - 5.404*(Na_2O/Al_2O_3) + 11.112*(K_2O/Al_2O_3) - 3.89$$

Como se había reportado por López Medina (2010), el 50 % de las muestras provienen de fuentes sedimentarias cuarcosas pre – existentes (afloramiento de la carretera Montemorelos – Rayones); mientras que el 50 % restante son de procedencia ígnea intermedia (afloramiento de carretera Iturbide – Camarones). Esto puede relacionarse con el Bloque Coahuila, ya que este se encuentra compuesto principalmente de granito hasta granodioritas (félsico – intermedio) (Wilson & Selvius, 1984).

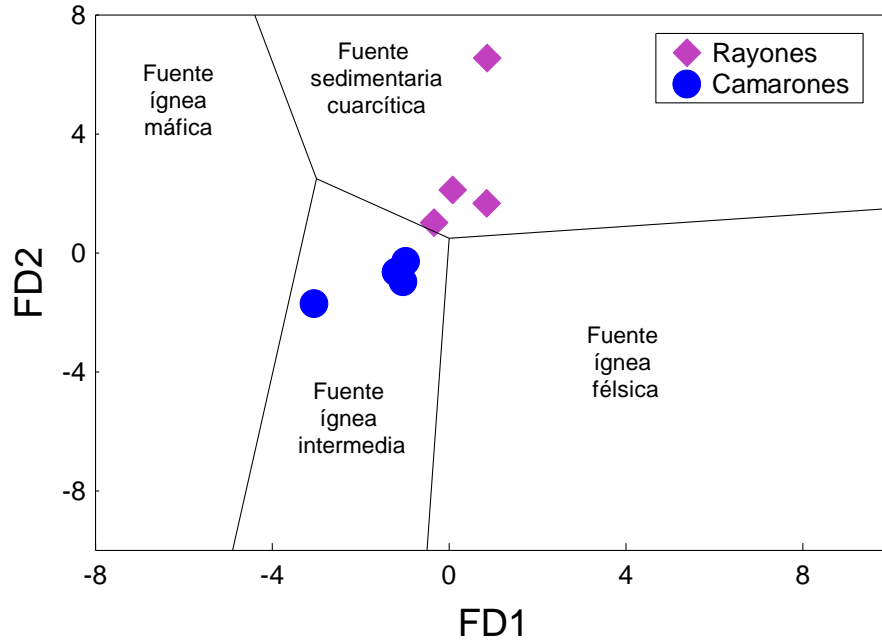


FIGURA 59. Funciones de discriminación FD1 y FD2 basadas en relaciones de elementos mayores entre Al_2O_3 propuestas por Roser & Korsch (1988). Se muestran los resultados para las lutitas de la Formación La Casita en afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide – Camarones, N.L.

Es importante mencionar que los diagramas discriminantes de Roser & Korsch (1988) solo pueden distinguir rocas fuente sedimentarias cuarciosas e ígneas, dejando de lado a las rocas metamórficas del basamento cristalino. Por esta razón Jenchen & Rosenfeld (2002) emplearon relaciones de elementos inmóviles Ti/Nb. De este modo también se comparó la relación Ti/Nb de las lutitas de la Fm. La Casita con respecto a la que se observa en granitos (223; Chapell & White, 1992), corteza continental superior (CCS, 319; Taylor & McLennan, 1985), andesitas de arco continental (674; Weaver & Tarney, 1984), basaltos de rift (1484; Wilson, 1989), andesitas de arco de islas (1734; Plank & Langmuir, 1998) y basaltos de cresta oceánica (N-Morb, 3360; Saunders & Tarney, 1984).

De acuerdo con la Figura 60, las lutitas en estudio presentan una relación $Ti/Nb = 325 - 450$, valores intermedios entre la corteza continental superior y las andesitas de arco continental. Esto reafirma la procedencia de una fuente ígnea intermedia (ejemplo: granodioritas del Bloque Coahuila).

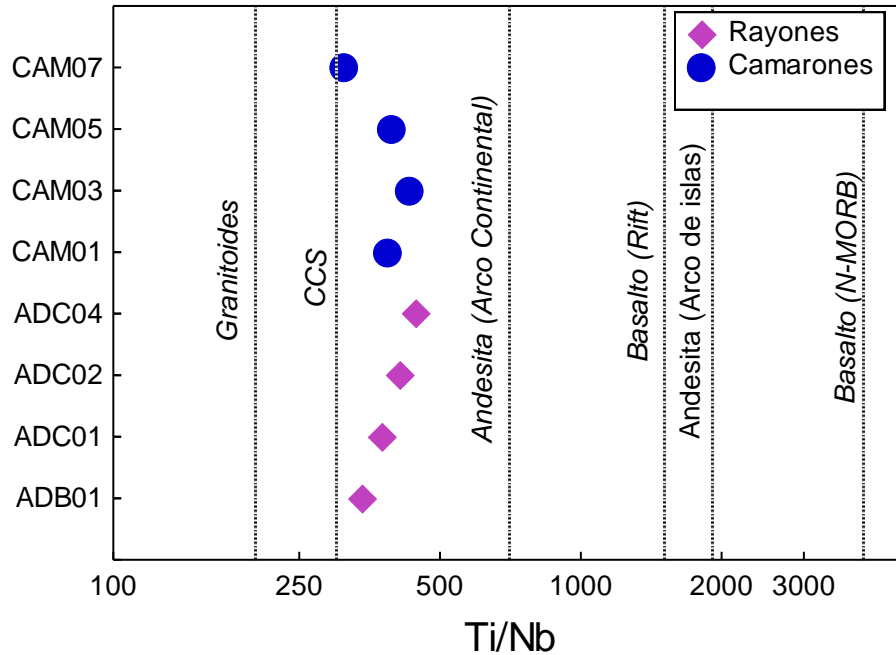


FIGURA 60. Diagrama Ti/Nb (Jenchen & Rosenfeld, 2002) para sedimentos lutíticos de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide – Camarones, N.L.).

5.2.5 Ambiente tectónico de procedencia

Una vez determinada la composición del área fuente es importante inferir el ambiente tectónico de la procedencia de los sedimentos clásticos en estudio. Según McLennan et al. (1993), y Taylor & McLennan (1985), las relaciones de elementos relativamente inmóviles (por ejemplo, Ti/Sc, La/Sc, Sc/Th y Co/Th) son consideradas como excelentes indicadores de procedencia.

En la Figura 61 se presenta un diagrama con relaciones Ti/Zr – La/Sc para la discriminación de los sedimentos clásticos. Los resultados indican campos de margen continental activo (75 %) e inter – arco apical (25 %). Por lo tanto, se infiere que los sedimentos provienen de un margen continental activo, y podrían relacionarse con la subducción de la placa Kula bajo la placa de Norte America, lo cual dio origen al arco Permo -Triásico que generó a las rocas félsico – intermedias del Bloque Coahuila.

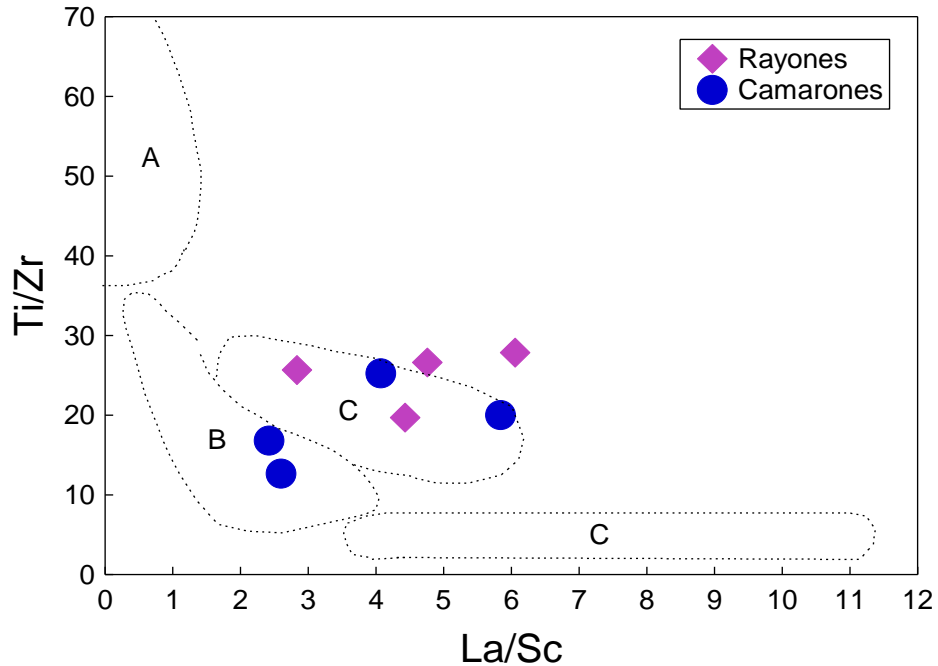


FIGURA 61. Diagrama de discriminación tectónica Ti/Zr vs La/Sc (Taylor & McLennan, 1985) para las lutitas de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos Rayones e Iturbide – Camarones, N.L.). (A) arco de isla oceánica; (B) inter – arco apical; (C) margen continental activo; y (D) margen pasivo.

5.2.6 Intemperismo

Con el propósito de asentar una contribución de minerales arcillosos y no arcillosos en un sedimento, Cox et al. (1995) establecieron un Índice de Variabilidad Composicional (IVC) en función del contenido de Al_2O_3 y su relación con el resto de los elementos mayores, a excepción del sílice ya que es excluido para evitar problemas con la dilución del cuarzo. De esta manera, definieron el IVC como:

$$IVC = (Fe_2O_{3(\text{total})} + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$$

Según Cox et al. (1995), los silicatos no arcillosos presentan una proporción baja de Al_2O_3 , lo que genera valores altos de IVC (biotita = 2.5; anfíbol = 9, piroxeno = 100); diferente a ello, los minerales arcillosos como la muscovita, montmorillonita, illita y caolinita se caracterizan por un IVC < 0.5. Asimismo, estos autores mencionan que el parámetro IVC puede ser utilizado como una medida de la madurez composicional del sedimento, ya que su valor disminuye cuando se incrementa el grado de madurez textural.

En la Figura 62 se muestran los resultados de IVC para los sedimentos lutíticos en estudio; los valores de IVC para la mayor parte de las muestras del afloramiento en la carretera Montemorelos

– Rayones, se concentran dentro de la banda de anfibolita (9) y biotita (2.5); mientras que la mayor parte de las muestras del afloramiento en la carretera Iturbide – Camarones, se concentran en la banda de biotita y feldespato potásico (0.9). Estos resultados pueden ser explicados si se hace relación con el área fuente, ya que, si se toma en cuenta el Bloque Coahuila como posible área fuente, los sedimentos de Iturbide – Camarones han experimentado mayor transporte (se encuentran más alejados) y por lo tanto obtuvieron un IVC más bajo en comparación con los sedimentos de Montemorelos – Rayones, los cuales son muy similares a los estimados por López – Medina (2010) en Potrero Prieto, N.L.

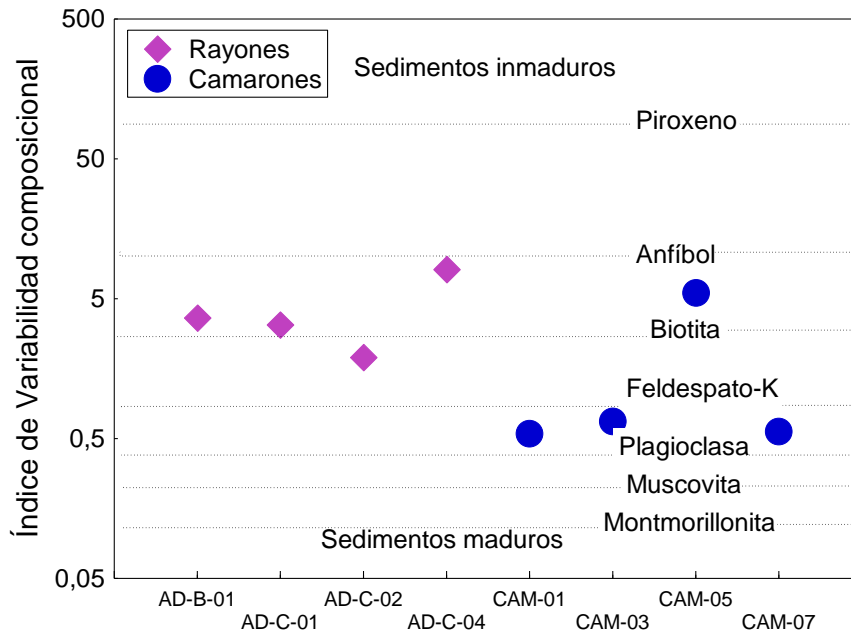


FIGURA 62. Índice de variabilidad composicional (IVC) para los sedimentos lutíticos de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide-Camarones, N.L.). Los valores promedio de los minerales fueron tomados de Cox et al. (1995).

5.2.7 Transporte

La relación Zr/Sc es un índice útil de enriquecimiento de zircón y que además conserva una firma de procedencia. El incremento de esta relación depende de los ciclos de sedimentación de las rocas clásticas. La relación Th/Sc es un indicador de procesos de diferenciación química para rocas ígneas. Las rocas máficas se caracterizan por mostrar valores bajos de esta relación, de 0.001 – 0.1, las rocas intermedias muestran valores de 0.1 a 1, mientras que las rocas diferenciadas (félsicas) muestran valores más altos, de 1 – 10. Los sedimentos lutíticos de este trabajo presentaron relaciones de Zr/Sc de 8.6 – 13.7, indicando que se encuentran en un primer ciclo de sedimentación con un proceso inicial de enriquecimiento de zircón. Por otro lado, la relación Th/Sc muestra valores de 0.4

– 1.8, lo cual está en el límite de los campos de andesitas con granodioritas (ver Figura 63), reafirmando procedencia félsico – intermedia.

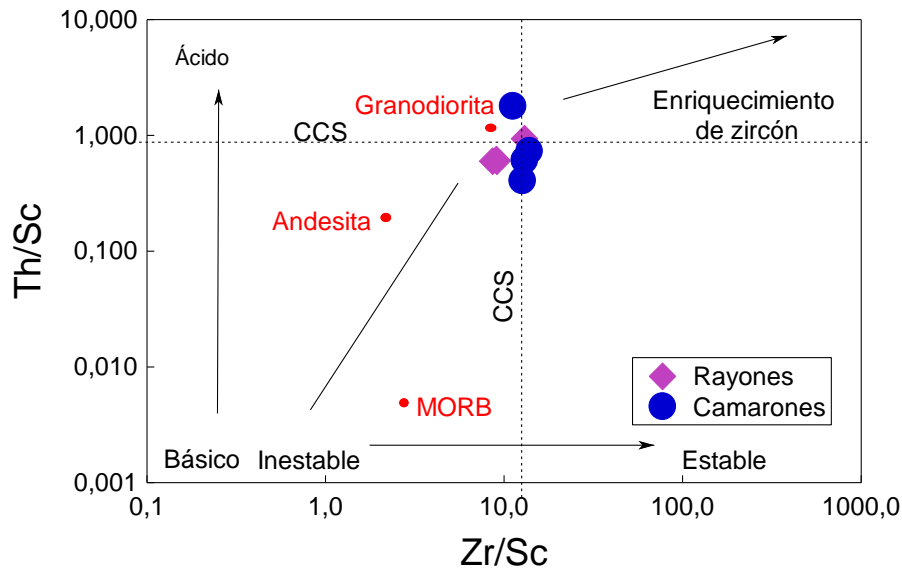


FIGURA 63. Diagrama de relación Th/Sc vs Zr/Sc para sedimentos lutíticos de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide-Camarones, N.L.). Los datos de andesitas, granodioritas y morb se tomaron de McLennan et al. (1993).

5.2.8 Ambiente tectónico de depósito

Además de la procedencia también es importante determinar el ambiente tectónico en el que fueron depositados los sedimentos clásticos. La interacción de las placas dirige los movimientos isostáticos y la composición de las áreas fuente, así como la posición de la cuenca dentro de la placa o su límite. Las cuencas sedimentarias pueden asignarse a los siguientes ambientes tectónicos según Bhatia & Crook (1986): (a) arco de islas oceánicas: cuenca ante-arco o tras-arco que se encuentran adyacentes a un arco volcánico desarrollado en corteza oceánica o una corteza continental delgada; (b) inter-arco apical: cuencas ante-arco, inter-arco o tras-arco que se encuentran adyacentes a un arco volcánico desarrollado en un margen continental delgado; (c) margen continental activo: cuencas de tipo andino desarrolladas en márgenes continentales elevados y gruesos; y (d) margen continental pasivo: márgenes continentales que experimentan extensión (rift) desarrollados en corteza continental gruesa.

El análisis de la procedencia permite la discriminación con base en las relaciones $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ (Roser & Korsh, 1986) dentro de tres amplias categorías (a) margen pasivo (MP), (b) margen continental activo (MCP) y (c) ambiente de arco, detritos basálticos y andesíticos (A1) y ambiente de arco, detritos félsicos y plutónicos (A2). en las. Estas relaciones se graficaron en la Figura

64 determinando valores altos para ambas relaciones. Esto se asocia a un margen pasivo. Cabe mencionar que en el análisis de López – Medina (2010) de Potrero Prieto, N.L., las muestras también se infirieron como de depósito en margen pasivo. Todo este análisis concuerda con la teoría del rift en margen pasivo durante el desarrollo del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer & Wilson, 1999), indicando que estas rocas se depositaron durante este evento.

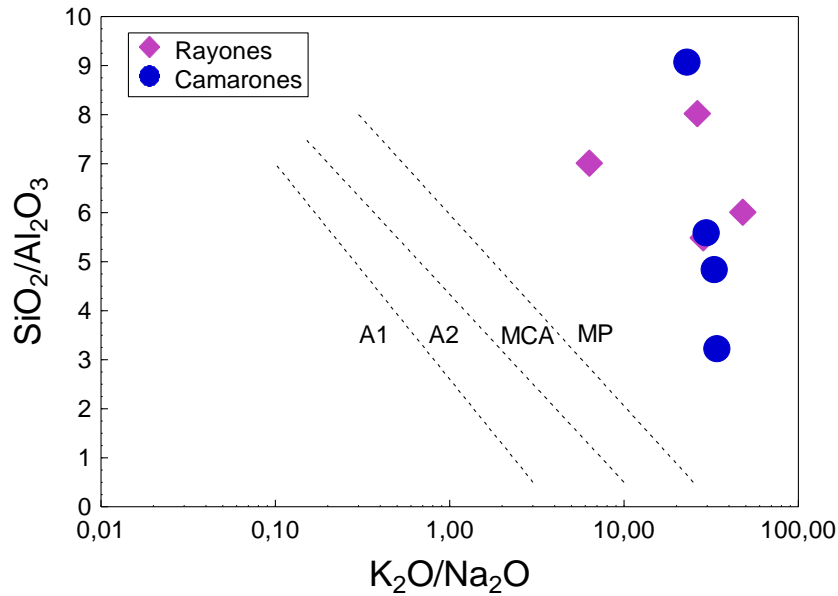


FIGURA 64. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos con base en relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Roser & Korsch, 1986) para los sedimentos lutíticos de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide-Camarones, N.L.). MP = margen pasivo; MCA = margen continental activo; A1 = ambiente de arco, detritos de basalto y andesita; A2 = ambiente de arco evolucionado, detritos plutónicos félsicos.

5.2.9 Ambiente de depósito

Los ambientes deposicionales de las lutitas negras generalmente son anóxicos (Vine & Tourtelot, 1970). Quinby - Hunt & Wilde (1996) analizaron 300 muestras de lutitas negras del Paleozoico al Cenozoico, con el fin de establecer ambientes deposicionales analizando condiciones químicas de depósito; estos autores mencionan que las bajas concentraciones de Mn (< 750 ppm) en las muestras sugieren condiciones de depósitos reductoras.

Como se observa en la Figura 65, las lutitas se clasifican como tipo Ca/Mn IV de acuerdo con el diagrama establecido por Quinby - Hunt & Wilde (1996), los cuales son similares a los valores observados a nivel mundial en lutitas negras del Ordovícico al Jurásico, en donde esta clasificación está establecida como tipo anóxica. Por otra parte, estos autores mencionan que niveles de V > 320 ppm son indicadores de preservación de materia orgánica y por lo tanto se infiere un ambiente

anóxico. Cabe mencionar que los resultados de V para este estudio oscilan entre 169 - 729 ppm. Por otra parte, esta clasificación es caracterizada por abundancia de Ca, la cual es reflejada en la preservación de CaCO_3 .

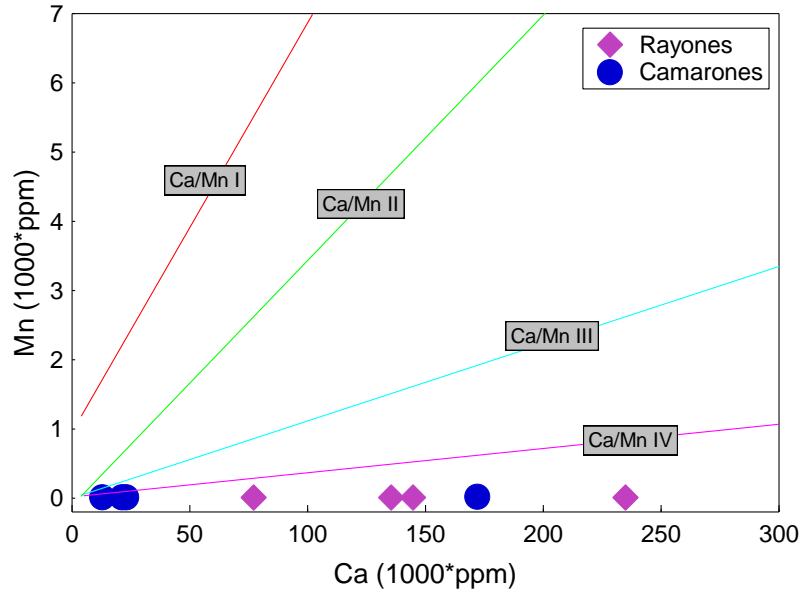


FIGURA 65. Diagrama Mn – Ca para los sedimentos lutíticos de la Formación La Casita (afloramientos en carreteras Montemorelos-Rayones e Iturbide – Camarones, N.L.). Tipos de lutitas negras: Ca/Ma I, de ambiente óxico, con bajo Ca y presencia de MnO_2 y $(\text{MnCa})\text{CO}_3$; Ca/Mn II, de ambiente óxico a ligeramente anóxico, con bajo Ca y presencia de $(\text{MnCa})\text{CO}_3$; Ca/Mn III, de ambiente anóxico con alto contenido de Ca y presencia de $(\text{MnCa})\text{CO}_3$ y FeS_2 ; Ca/Mn IV, de ambiente fuertemente anóxico, con alto V y Ca y presencia de CaCO_3 .

5.3 ANÁLISIS TERMOGRAVIMÉTRICO

En esta sección se muestra el análisis termogravimétrico de las muestras de lutita negra. Esto se hizo en el laboratorio de la Facultad de Ciencias Químicas de la UASLP. El equipo utilizado muestra el decaimiento de la masa en relación con el aumento de la temperatura. Asimismo, se genera una derivada termogravimétrica graficando la velocidad del cambio de masa (dm/dt) en función de la temperatura. Esto permite asociar con la volatilización y/o degradación de materiales que componen a la lutita negra en estudio. De acuerdo con las Figuras 66 y 67, las muestras de la carretera Montemorelos – Rayones y Potrero Prieto, N.L., presentan un pico a 100 °C relacionado con la pérdida de H_2O ; de igual manera, en ambas muestras se aprecia un pico muy representativo entre los 700 – 750 °C. Esta segunda pérdida de masa se relaciona con la descomposición del $CaCO_3$, en donde los materiales volatilizados son CaO y CO_2 de acuerdo con Wang & Thomson (1994). La muestra del trayecto Montemorelos – Rayones (Cam – 07), a diferencia de las dos muestras anteriores, presenta cinco picos (ver Figura 68): (a) 50 °C, relacionado con la volatilización de contaminantes presentes en la muestra (material orgánico reciente), (b) 100 °C, relacionado con la pérdida de H_2O , (c) entre 250 y 500 °C se observan dos picos; de acuerdo a la literatura (Bai et al., 2016), estos se podrían atribuir a volatilización de componentes orgánicos de bajo peso molecular,; y finalmente (d) antes de 700 °C, relacionándose a la descomposición de $CaCO_3$.

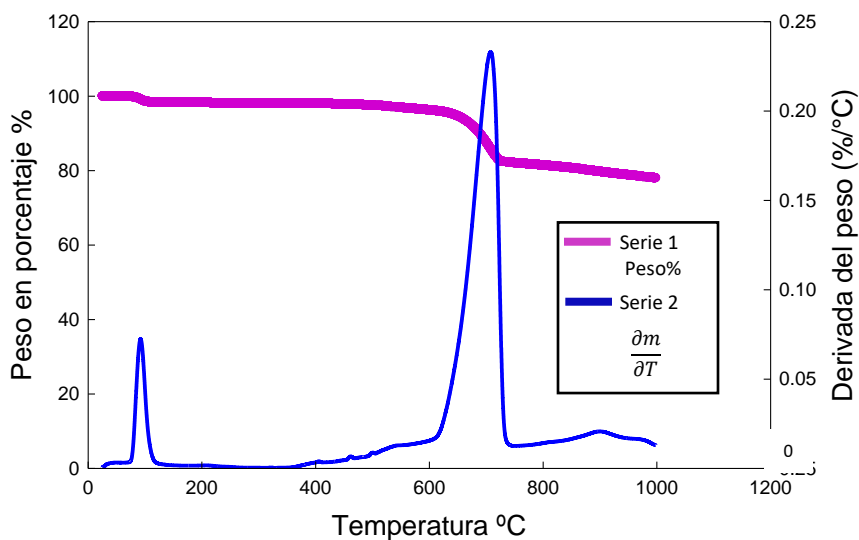


FIGURA 66. Decaimiento de la masa en relación con el aumento de la temperatura (serie 1); derivada termogravimétrica (serie 2). Muestra de carretera Montemorelos – Rayones, N.L. (AD – C – 01).

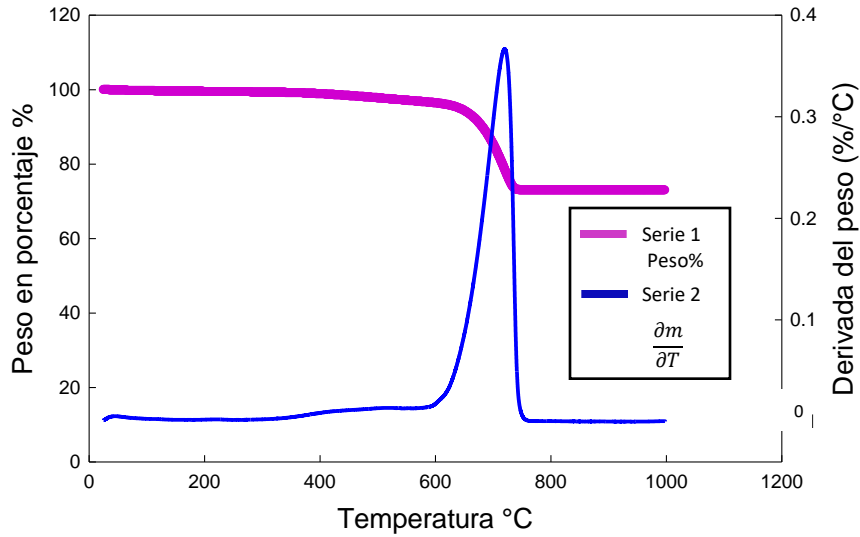


FIGURA 67. Decaimiento de la masa en relación con el aumento de la temperatura (serie 1); derivada termogravimétrica (serie 2). Muestra de Potrero Prieto (PP – 05).

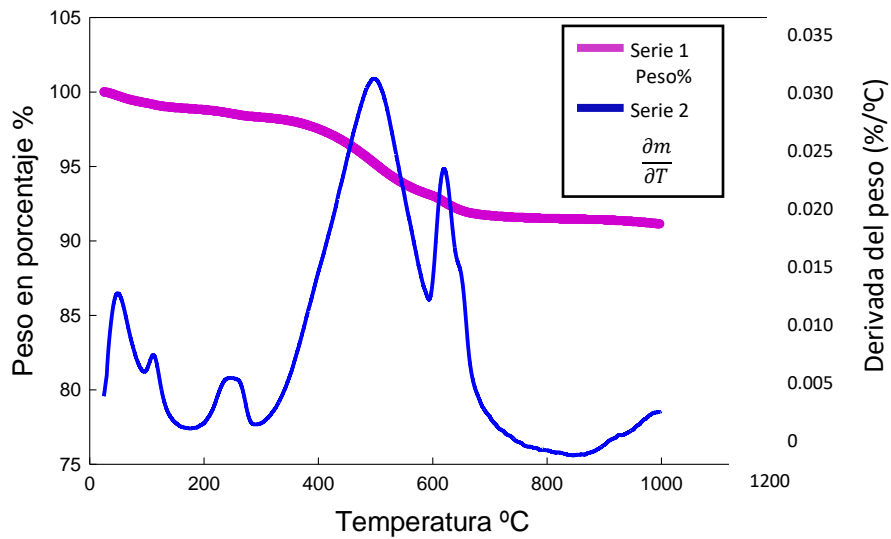


FIGURA 68. Decaimiento de la masa en relación con el aumento de la temperatura (serie 1); derivada termogravimétrica (serie 2). Muestra de carretera Iturbide – Camarones (Cam – 07).

Es necesario mencionar que el equipo termogravimétrico utilizado para esta investigación no tiene acoplado un cromatógrafo de gases, por lo tanto, los resultados se han inferido de acuerdo con literatura.

5.4 PIROLISIS ROCK EVAL 2

Las muestras de lutita negra fueron analizadas en los laboratorios *Activation Laboratories* (ActLabs) de Ontario, Canadá. Se utilizó un equipo Rock Eval 2 para conocer el Carbón Orgánico Total (COT), la temperatura máxima (Tmax), y los valores de los picos S1, S2 y S3. Esto permite determinar la cantidad de hidrocarburos libres y el kerógeno presente a partir de los índices de hidrógeno y oxígeno (HI y OI) y el potencial de generación de hidrocarburos. En la Tabla 7 se resumen los valores obtenidos en este análisis.

Tabla 7. Datos obtenidos de la pirólisis Rock – Eval 2 y LECO (COT).

Muestra	Tmax °C	S1	S2	S3	COT	HI	OI	PG	PI
		mg HC/g de Roca	mg HC/g de Roca	mg HC/g de Roca					
Rayones	397	0.16	0.27	0.44	5.52	5	8	0.43	0.37
Potrero Prieto	417	0.06	0.13	0.80	1.92	7	42	0.19	0.31
Camarones	441	0.18	0.27	1.02	2.43	11	42	0.45	0.40

La muestra de la carretera Montemorelos - Rayones N.L. (AD – C – 01) presenta una temperatura máxima de 397 °C, indicando que su madurez térmica se encuentra dentro de la zona inmadura. La muestra de Potrero Prieto (PP - 05) presenta una temperatura máxima de 417 °C indicando inmadurez térmica. Mientras tanto, la muestra de Iturbide - Camarones (CAM – 07) presenta una temperatura máxima de 441 °C lo cual indica una madurez térmica dentro de la ventana de generación de petróleo (ver Figura 69). Se esperaría que estas muestras presentaran temperaturas más altas debido a que fueron tomadas de un afloramiento, sin embargo, presentan temperaturas que se encuentran dentro de la zona inmadura y la ventana de generación de aceite, esto podría atribuirse a la presencia de material orgánico reciente.

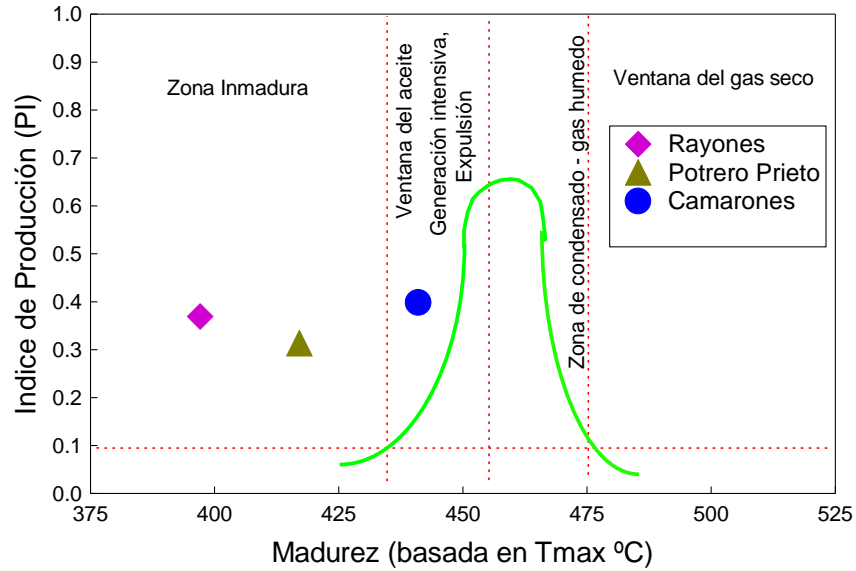


FIGURA 69. Madurez basada en la temperatura máxima (Tmax) para las muestras de afloramiento en carretera Montemorelos – Rayones, N.L. (AD – C – 01); Potrero Prieto, N.L. (PP – 05) y afloramiento en carretera Iturbide - Camarones, N.L. (CAM – 07).

La riqueza orgánica de las rocas fuente es medida por el contenido orgánico total (COT) descrito en porcentaje en peso de la muestra. Las rocas son clasificadas de pobre a excelente de acuerdo con los indicadores de la Tabla 8. Altos porcentajes de COT son indicativos de riqueza orgánica. Para la muestra en Montemorelos – Rayones se tiene 5.52 % de COT, lo cual se clasifica como *excelente*. La muestra de Potrero Prieto obtuvo 1.92 % de COT, lo cual es un valor bueno. Por último, la muestra de Iturbide – Camarones tiene 2.43 % de COT, clasificándola con muy buen porcentaje de COT. Estos resultados fueron clasificados de acuerdo con Espitalié et al., (1977).

Tabla 8. Clasificación de rocas fuentes basadas en COT según Espitalié et al., (1977).

Carbono orgánico total (COT) en lutitas	
Pobre	< 0.5%
Regular	0.5 – 1 %
Bueno	1 – 2 %
Muy Bueno	2 – 5 %
Excelente	> 5 %

El Índice de Hidrógeno (HI) según Sorkhabi (2016) se calcula como:

$$\frac{S2(\text{mg HC/g Roca}) \times 100}{\% \text{ COT}}$$

Valores superiores a 600 indican kerógeno tipo I; mientras que valores menores a 200 indican kerógeno tipo III. A este respecto, la muestra de Montemorelos – Rayones, presenta HI = 5 mg HC/g COT, tal como se ve en la Figura 70, indicando kerógeno tipo IV. El HI para las muestras de Potrero Prieto, N.L., e Iturbide – Camarones es de 7 y 11 mg HC/g COT, respectivamente, indicando kerógeno tipo IV. Las tres muestras presentan kerógeno tipo IV, el cual está constituido por material inerte sin capacidad para generación de hidrocarburos.

El Índice de Oxígeno (OI) según Sorkhabi (2016) se calcula como:

$$\frac{S3(\text{mg HC/g Roca}) \times 100}{\% \text{ COT}}$$

En este caso valores mayores a 50 son indicativos de kerógeno inmaduro. Para la muestra de la carretera Montemorelos – Rayones el OI es 8 HC/g COT (ver Figura 70), indicando kerógeno muy maduro. Mientras tanto para las muestras de Potrero Prieto y carretera Iturbide – Camarones, el OI es 42 mg CO₂/g COT, indicando en demasía la madurez del kerógeno.

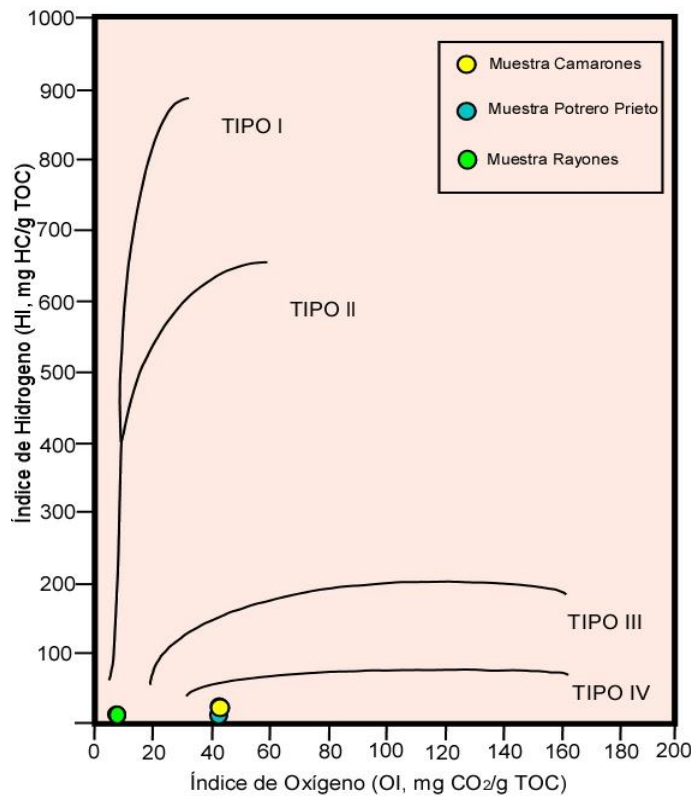


FIGURA 70. Tipo de kerógeno de acuerdo con los índices de hidrógeno y oxígeno. Diagrama de Van Krevelen.

El potencial generador (PG) de las rocas fuente esta dado por la expresión:

$$PG = S1 + S2 \text{ (mg/g o kg/ton HC/Roca)}$$

Valores menores a 2 indican un potencial bajo o pobre; mientras que valores entre 2 – 4 indican un potencial regular; valores superiores a 6 indican un potencial muy bueno. La muestra de la carretera Montemorelos - Rayones presenta un potencial de generación 0.43 mg HC/g roca; mientras que la muestra de Potrero Prieto tiene 0.19 mg HC/gr roca; y, por último, la muestra de la carretera Iturbide – Camarones tiene $PG = 0.49$ mg HC/gr roca. Los resultados obtenidos indican potencial de generación bajo en las tres localidades analizadas.

5.5 RESULTADOS DE LA PETROFÍSICA

Para realizar los estudios de petrofísica se utilizaron 4 núcleos de lutita. Se obtuvieron tres núcleos del afloramiento en carretera Iturbide – Camarones, N.L., y uno del afloramiento de Potrero Prieto, N.L. Las perforaciones fueron paralelas a la estratificación. Dichos núcleos se sometieron a diferentes presiones en orden ascendente de 300, 600, 900 y 1200 psi (ver Tabla 9).

5.5.1 Análisis de la porosidad

En la Figura 71 se puede observar que a medida que aumenta la presión de confinamiento la porosidad disminuye, es decir, se va comprimiendo el núcleo; sin embargo, existe un punto en el que el núcleo aumenta su porosidad. Este comportamiento se relaciona con el fracturamiento del núcleo y esto se refleja en aumento de porosidad.

Para los núcleos Camarones - A y Camarones - A2 (Carretera Iturbide – Camarones), el fracturamiento de los núcleos sucedió con una presión de confinamiento entre 900 y 1200 psi. Por otra parte, el núcleo de Potrero Prieto tuvo su punto de fractura con presiones de confinamiento estable. entre 300 y 600 psi, y a partir de esta última presión de confinamiento la porosidad se mantuvo. Los rangos de la presión de fracturamiento, son un indicativo de la fisibilidad de las diferentes rocas, lo cual se asocia a su composición química.

Tabla 9. Valores de porosidad efectiva (%) de núcleos perforados paralelos a la estratificación.

Presión de confinamiento psi	Porosidad, %			
	Camarones - A	Camarones - A2	Camarones - B	Potrero Prieto - A
300	3	3.6	35	2.8
600	2.6	2.4	14.8	2.9
900	2.3	0.6	11.93	2.9
1200	3	2.5	8.9	2.9

Una de las muestras del afloramiento en la carretera Iturbide – Camarones (Cam – B), presentó una porosidad entre 8.9 y 35%, lo cual es muy grande en comparación con valores típicos según Schwartz & Zhang (2003); esto se presenta en la Figura 72. Este núcleo en particular presentó alto grado de fisuramiento, razón por lo cual su porosidad fue mayor. A medida que aumentó la presión de confinamiento, la porosidad se redujo hasta el final del experimento, lo que es atribuible al espacio poroso causado por las fisuras.

La disminución significativa de la porosidad en muestras de Iturbide, N.L., se debe a que están compuestas por minerales arcillosos, de acuerdo con los resultados de microscopía electrónica de barrido. Por otra parte, la muestra del afloramiento de Potrero Prieto obtuvo su punto de fractura entre los 300 y 600 psi, y a partir de ahí no tuvo aumento ni disminución de porosidad. Esto puede relacionarse con la presencia de calcita en la muestra ya que es un material frágil y se diferencia de materiales arcillosos que son más dúctiles.

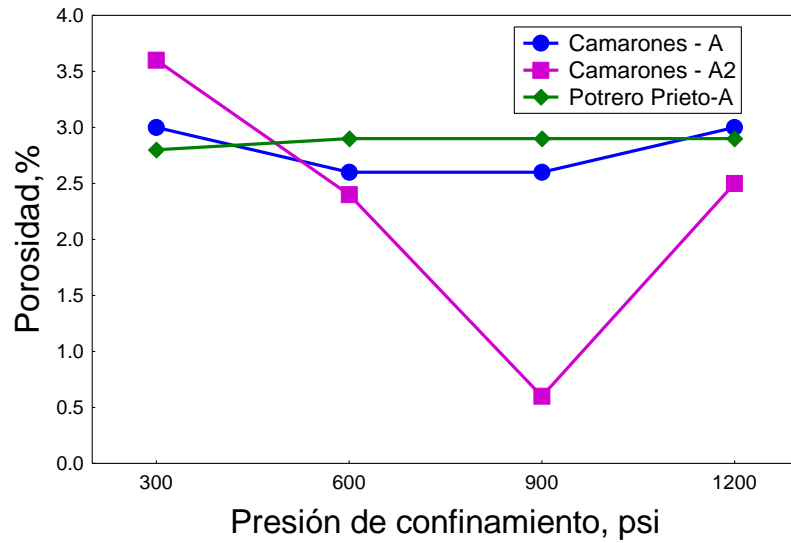


FIGURA 71. Comportamiento de la porosidad efectiva en función de la presión de confinamiento de los núcleos.

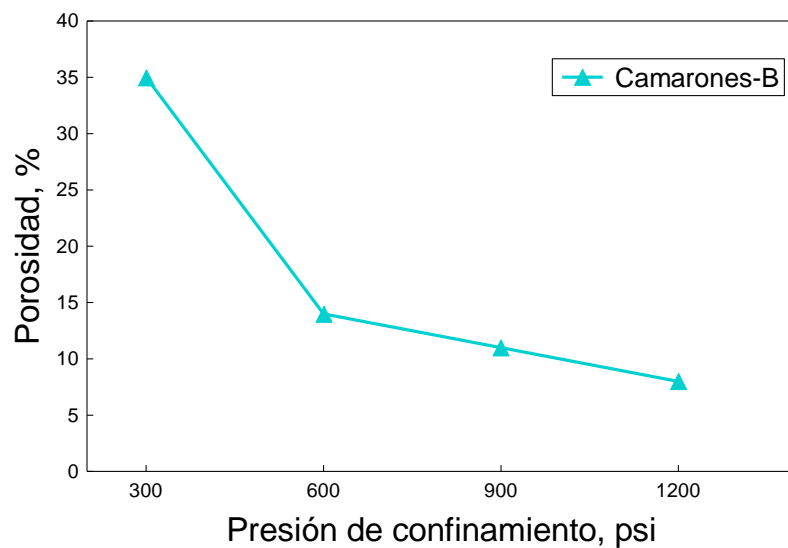


FIGURA 72. Comportamiento de la porosidad efectiva en función de la presión de confinamiento de los núcleos.

5.5.2 Resultados de compresibilidad

Para calcular la compresibilidad se utilizaron los datos petrofísicos de porosidad efectiva, el volumen poroso y presión de poro, utilizando la siguiente ecuación de (Chierici, 1994):

$$Cr = \frac{1}{v_p} \frac{\partial v_p}{\partial P}$$

Donde

Cr = compresibilidad del grano de la roca, psi^{-1}

V_p = volumen de poro, cm^3

P = presión de poro, psi

A continuación, en la Tabla 10 y Figura 73 se resumen los resultados de compresibilidad del grano de la roca en los cuatro núcleos perforados paralelos a la estratificación. Para el núcleo Camarones – A, se encontró que la compresibilidad disminuye conforme aumenta la presión de confinamiento; sin embargo, entre 900 y 1200 psi la compresibilidad aumenta. Como se mencionó anteriormente, en este rango de presiones el núcleo aumenta su porosidad a causa del fracturamiento artificial, por lo que la compresibilidad aumenta. Para el núcleo Camarones - A2, a medida que la presión de confinamiento aumenta también aumenta su compresibilidad. Para el núcleo Camarones – B, se encontró que la compresibilidad disminuye conforme aumenta la presión de confinamiento, pero entre 900 y 1200 psi la compresibilidad aumenta. Por último, para el núcleo Potrero Prieto – A, la compresibilidad disminuye entre 300 y 600 psi ; sin embargo, presenta compresibilidad nula entre los 600 y 1200 psi .

Tabla 10. Compresibilidad del grano de la roca de lutita negra.

Presión de confinamiento psi	Compresibilidad del grano de la roca, psi^{-1}			
	Camarones - A	Camarones - A2	Camarones - B	Potrero Prieto - A
450	0.00047619	0.00133333	0.00270415	0.00011696
750	0.00040816	0.004	0.0007158	0
1050	0.0008805	0.00408602	0.00096976	0

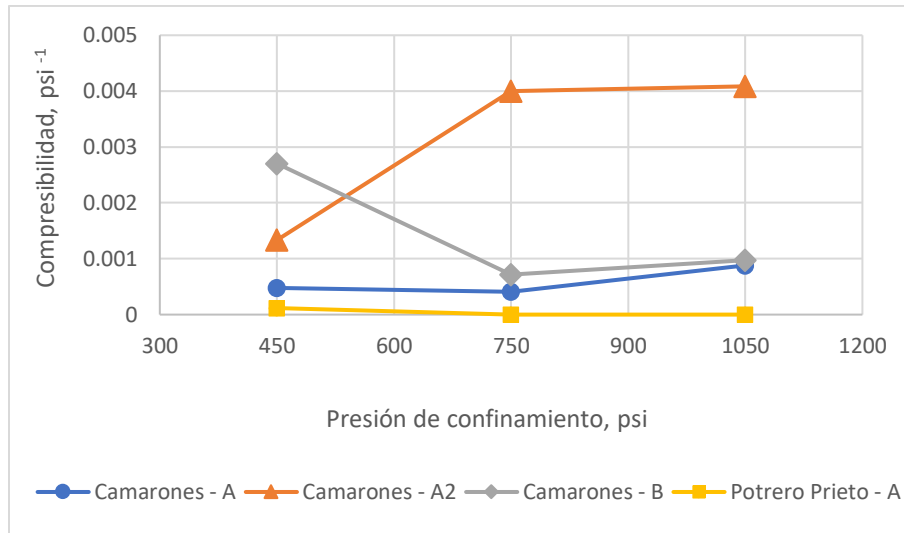


FIGURA 73. Compresibilidad del grano de la roca (psi⁻¹) de cuatro núcleos de lutita negra.

De acuerdo con los resultados de porosidad y compresibilidad obtenidos en las pruebas de laboratorio, se puede interpretar que la lutita negra en afloramientos del Noreste de México tiene una compresibilidad comprendida entre 1×10^{-4} y 3×10^{-3} psi⁻¹, la cual depende principalmente de la integridad de la roca.

6 CONCLUSIONES

En esta tesis se determinaron las características de origen, así como el potencial generador, porosidad y compresibilidad de lutitas negras de la Fm. La Casita en tres afloramientos del Noreste de México. De acuerdo con los resultados, se tienen las siguientes conclusiones:

La microscopía electrónica de barrido (SEM) indicó una morfología tendencialmente planar y laminar de los clastos. Con la técnica de electroscopía de energía dispersa de Rayos – X, se infirió la presencia de calcita (CaCO_3), cuarzo (SiO_2), minerales arcillosos (Al) y barita (BaSO_4). Del mismo modo, los diagramas tipo Harker mostraron correlaciones positivas con respecto a Al_2O_3 , indicando una asociación con minerales arcillosos, con excepción de MnO, MgO y Cao.

Mientras tanto, los diagramas de discriminación basados en elementos mayores indicaron como origen de las lutitas las siguientes: (a) rocas fuente sedimentarias cuarzosas para las muestras de la carretera Montemorelos – Rayones, y (b) una fuente ígnea intermedia para muestras de la carretera Iturbide – Camarones; ambas localidades están relacionadas con sedimentos del Bloque Coahuila, ya que este se encuentra compuesto principalmente de granito hasta granodioritas (félsico – intermedio). El ambiente tectónico de la roca fuente se determinó con las relaciones de Ti/Zr – La/Sc. Dicho análisis indicó que los sedimentos provienen de un margen continental activo, lo cual se relaciona con la subducción de la placa de Kula bajo la placa de Norte America. Esto eventualmente dio origen al arco Permo – Triásico que generó a las rocas félsico - intermedias del Bloque Coahuila. De acuerdo con el Índice de Variabilidad Composicional (IVC) y considerando al Bloque Coahuila como posible área fuente, los sedimentos de Iturbide – Camarones experimentaron mayor transporte en comparación con los sedimentos de Montemorelos – Rayones. De acuerdo con la clasificación geoquímica de Herron (1988), las lutitas se han clasificado como grauvacas, litarenitas y lutitas. Las relaciones de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2/\text{Al}_2$ señalan que las lutitas fueron depositadas en un margen pasivo. Por otra parte, la concentración de Ca, Mn y V indicaron condiciones químicas anóxicas, lo cual favoreció la acumulación y preservación de materia orgánica.

Con el análisis termogravimétrico, las muestras de Montemorelos – Rayones y Potrero Prieto presentaron pérdidas de masa a: (a) 100 °C, relacionándose con la pérdida H₂O; (b) 700 – 750 °C; relacionándose con la descomposición del CaCO₃, en donde los materiales volatilizados son CaO y CO₂. Por otra parte, la muestra de Montemorelos – Rayones presentó cinco picos: (a) a 50 °C, relacionándose con la volatilización de contaminantes presentes en la muestra (material orgánico reciente), (b) a 100 °C, representando la pérdida de H₂O como en las muestras anteriores, (c) entre 250- 500 °C se observaron dos picos, de acuerdo a la literatura (Bai et al., 2016), estos se atribuyen a la volatilización de componentes orgánicos de bajo peso molecular, y (d) antes de 700 °C, relacionado con la descomposición de CaCO₃. La pirólisis Rock – Eval 2, indicó que las muestras en la localidad carretera Montemorelos - Rayones N.L. y Potrero Prieto, Galeana son inmaduras térmicamente, mientras que la muestra de la localidad carretera Iturbide- Camarones se encuentra en la ventana de generación de aceite. Los resultados de carbono orgánico total (COT) indicaron valores de bueno a excelente, pero con un potencial de generación muy bajo; además de que las muestras analizadas obtuvieron un kerógeno tipo IV, el cual es inerte y sin potencial de generación.

Por último, los resultados de los análisis petrofísicos mostraron una disminución de porosidad a medida que aumentó la presión de confinamiento, sin embargo, existió un punto en donde la roca reflejó aumento de porosidad. Este comportamiento se ha relacionado con el fracturamiento de la lutita. Para los núcleos Camarones - A y Camarones - A2 (Carretera Iturbide – Camarones), el fracturamiento de los núcleos sucedió con una presión de confinamiento entre 900 y 1200 psi. Por otra parte, el núcleo de Potrero Prieto tuvo su punto de fractura con presiones de confinamiento entre 300 y 600 psi, y a partir de esta última presión de confinamiento la porosidad se mantuvo estable. Los rangos de la presión de fracturamiento, son un indicativo de la fisibilidad de las diferentes rocas, lo cual se ha asociado a su composición química. Los valores de porosidad oscilaron entre 0.6 a 3.6%, a excepción de un núcleo que obtuvo porosidades de 8.9 – 35%, debido a que esta muestra presentó un fisuramiento pre-laboratorio significativo. Los núcleos presentaron una compresibilidad entre 1×10^{-4} y 3×10^{-3} psi⁻¹ la cual dependió principalmente de la integridad de la roca.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A., Mackenzie, W., & Guilford, C. (1997). *Atlas de rocas sedimentarias. 1era edicion en español*. Barcelona, España: Masson. 112 p.
- Al-Hajeri, M., & Al Saeed, M. (2009). Basin and Petroleum System Modeling. *Oilfield Review* 21, 14-30 p.
- Alianza Mexicana Contra el Fracking. (2013). *Principales problemas identificados con la explotación de gas de esquisto por fractura hidráulica en México*. México D.F.: Alianza Mexicana Contra el Fracking.
- Allen, P. A., & Allen, J. R. (1990). *Basin Analysis - Principles and Applications*. London: Blackwell Scientific. 632 p.
- Alvarado-Molina, J. B. (2004). *Estudio mineralógico y geoquímico del NE de México en las formaciones La Casita, Taraises y Carbonera*. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Nuevo León., Facultad de Ciencias de la Tierra., Linares, Nuevo León, México. 116 p.
- Arthur, M., Dean, W., & Stow, D. (1984). Models for the deposition of Mesozoic - Cenozoic fine - grained organic - carbon - rich sediment in the deep sea. *Geological Society (London) Special Publication* 14, 527 - 560 p.
- Bai, F., Sun, Y., & Liu, Y. (2016). Thermogravimetric analysis of Huadian oil shale combustion at different oxygen concentrations. *Energy & Fuels*, 30, 4450-4456 p.
- Bhatia, M. (1985). Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, 45, 97-113 p.
- Bhatia, M., & Crook, A. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and petrology*, 92, 181-193 p.
- Bidner, M. (2001). *Propiedades de las rocas y los fluidos en reservorios de petróleo*. Buenos Aires, Argentina: Editorial Universitaria de Buenos Aires. 237 p.
- Bird, D., Burke, K., Hall, S., & Casey, J. (2005). The tectonic history of the Gull of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89 (3), 311-328 p.

- Blatt, H., & Jones, R. (1975). Proportions of exposed igneous, metamorphic and sedimentary rocks. *Bulletin Geologists Society American* 86, 1085 - 1088 p.
- Bôse, E. C. (1927). The Cretaceous and Tertiary of Southern Texas and Northern Mexico. Cretaceous Ammonites from Texas and northern Mexico. University of Texas at Austin. Austin, 142 p.
- Brooks, J., Cornford, C., & Archer, R. (1987). The role of hydrocarbon source rocks in petroleum exploration. *Special publication No. 26 Geological society, London* , 17 -46 p .
- Burrows, R. (1910). Geology of Northern Mexico. *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana* ,7(1), 85 - 103 p.
- Calvacante, F., Fiore, S., Piccarreta, G., & Tateo, F. (2003). Geochemical and mineralogical approaches to assessing provenance and deposition of shales. *Clay & clay minerals*, 38, 383 - 397 p.
- Chapell, B., & White, A. (1992). I - and S - type granites in the Lanchlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciencies*, 83, 1-26 p.
- Chierici, G. (1994). *Principles of Petroleum Reservoir Engineering. 1st ed. Vol 1*. Bologna, Italy: Springer - Verlag Berlin Heidelberg. 440 p.
- Cornejo - Arteaga, P. M. (2011). *Importancia de los hidrocarburos*. Boletín Científico de la Universidad del Estado de Hidalgo.
- Cox, R., Lowe, D., & Cullers, R. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south western united states . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2919-2940 p.
- Cullity, B. (1978). Answers to problems: elements of X-ray diffraction. Addison-Wesley Publishing Company. 555 p.
- Dana, J. (1987). Manual of Geology. En J. Dana, *Manual of Geology* (pág. 4th edition). New York: American Books. 798 p.
- De Cserna, Z. (1956). Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. *Publicaciones del XX Congreso geológico internacional., Monografía*, 60 p.
- Dean, W., Arthur, M., & Stow, D. (1984). Diagenetic patterns in Atlantic Cretaceous black shales and multicoloured claystones, with emphasis on DSDP site 530, southern Angola Basin. *Initial Reports DSDP 75*, 819 - 844 p.

- Demaison, J., & Moore, G. (1980). Anoxic environments of oil source bed genesis. *American Association of petroleum Geologist Bulletin* 64 , 1179-209 p.
- Deming, D. (2002). *Introduction to Hydrogeology. 1st ed. Vol. .* New York: McGraw - Hill Higher Education. 480 p.
- Derenne, S., Largeau, C., Casadevall, E., Berkaloff, C., & Rousseau, B. (1991). Chemical evidence of kerogen formation in source rocks and oil shales via selective preservation of thin resistant outer wall of microalgae: origin of ultraminerales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1041 - 1050 p.
- Dickinson, W. A. (1978). Plate tectonics of the Laramide Orogeny. *Geological Society of America*, 3, 355 - 366 p.
- Dickinson, W. L. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 113(9), 1142 - 1160 p.
- Dong, H., Hall, C., Peacor, D., Halliday, A., & Pevear, D. (2000). Thermal Ar-40/Ar-39 separation of diagenetic from detrital illitic clays in Gulf Coast shales. *Earth and Planetary Science Letters* 175, 309 - 325 p.
- Echánove, E. O. (1976). Geología del Paleoceno - Eoceno, Cuenca de Burgos. *Symposium de Geología del subsuelo, Zona Noreste, Pemex*, 254 - 271 p.
- De Antuño, S.A. (1990). La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana* 50 (1), 3 - 39 p.
- De Antuñano, S. E., Aranda-García, M., & Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1-26 p.
- English, J. M., Johnston, S. T. (2004). The Laramide Orogeny: what were the driving forces? *International Geology Review*, 46 (9) 833 - 838.
- Escobar, M. (2008). Fundamentos de la Geoquímica del Petróleo . *XI Congreso Latinoamericano de la Geoquímica Orgánica*, Isla de Margarita, Venezuela. 128 p.
- Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., & Boutefeu, A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, 32(1), 23-42 p.

- Fedo, C., Young, G., & Nesbitt, H. (1997). Potassic and sodic metasomatism in the southern province of the Canadian shield: Evidence from the Paleoproterozoic serpent formation, Huronian supergroup, Canada. *Precambrian Research* 84, 17 - 36 p.
- Flores - Álvarez, J. (2017). *Caracterización petrofísica de la Formación La Casita en afloramientos del Ne de México y aplicación en pruebas de presión en un yacimiento hidráulicamente fracturado*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León, México. Tesis de Maestría. 77 p.
- Furlan, S., Clauer, N., Chaudhuri, S., & Sommer, F. (1996). K, transfer during burial diagenesis in the Mahakam delta basin. *Clay and Clay minerals* 44, 157 - 169 p.
- Gallois, R. (1976). Coccolith blooms in the Kimmeridge Clay and the origin of North Sea oil. *Nature* 259, 473 p.
- Gluyas, J., & Swarbrick, R. (2004). *Petroleum Geoscience*. Singapore: Blackwell Publishing company. 376 p.
- Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (1999) Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico. *Special Papers - Geological Society of North America*, 1 - 58 p.
- Goldhammer, R., Lehmann, P., Todd, R., Wilson, J., Ward, W., & Johnson, C. (1993). Sequential stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast of Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, 101 p.
- Gotte, M. (1988). Estudio geológico - estructural de Galeana/N-L- y sus alrededores. *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*. 3, 61 - 87.
- Gutiérrez - Alejandro, A. (2008). *Análisis de microfacies de la transición formacional La Casita – Taraises y determinación del límite bioestratigráfico Jurásico – Cretácico en el Cañón de Santa Rosa, Iturbide, Nuevo León*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León, México: Tesis de Licenciatura. 85 p.
- Hampton, M., Lee, H., & Locat, J. (1997). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics* 34, 33 - 59 p.
- Herron, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or long data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829 p.

- Huc, A. (1995). Paleogeography, paleoclimatology and source rocks. *AAPG studies in geology no. 40*. Tulsa: AAPG (347 p.).
- Hunt, J. (1995). *Petroleum geochemistry and geology*. W.H. Freeman & Co. 743 p..
- Hyne, N. J. (2012). *Nontechnical Guide to PETROLEUM Geology, Exploration, Drilling and Production*. Tulsa, Oklahoma, USA: PennWell Corporation. 698 p.
- Imlay, R. (1936). Part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Bulletin of the Geological Society of America*, 47, 1091-1152 p.
- Jaramillo, J. (2014). *¿Qué es el fracking?* Monterrey, Nuevo León: Ciencia Uanl 17, 7-14 p.
- Jenchen, U., & Rosenfeld, U. (2002). Continental Triassic In Argentina: response to tectonic activity. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 461-479.
- Johnson, C. (1989). Structural analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, Northeastern Mexico. Houston, Texas, EUA, Exxon Productions Research Company Report (inédito), 40 p.
- Johnsson, M. (1993). The system controlling the composition of clastic sediments. *Geological Society of America, Special Paper 284*, 1 - 19 p.
- Keil, R., Montlucon, D., Prahl, F., & Hedges, J. (1994). Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature*, 370,, 549 - 552.
- Larter, S. R., & Aplin, A. C. (1995). Reservoir geochemistry: methods, applications and opportunities. Geological Society, London, Special Publications, 86, 5-32.
- López Medina, M. (2010). *Estudio mineralógico y geoquímico de la Formación "La Casita" en el área de Potrero Prieto, Galeana N.L., México*. Univesidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de La Tierra. Linares, Nuevo León, México. Tesis de Licenciatura. 103 p.
- Lynch, F.L. (1997). Frio shale mineralogy and the stoichiometry of smectite to illite reaction: The most important reaction in clastic sedimentary diagenesis. *Clays and Clay Minerals* 45, 618 - 631.
- Magoon, L. B., & Beaumont, E. A. (2003). Petroleum Systems. *Handbook of Petroleum Geology*. 34 p.

- Manning, C., & Ingebritsen, S. (1991). Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics* 27, 127 - 150 p.
- Marrett, R., & Aranda-García, M., (2001). Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico: in Marrett, R., ed., Genesis and controls of reservoir-scale carbonate deformation, Monterrey salient, Mexico: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, Guidebook 28, 31-55 p.
- Marrett, R., and Aranda-García, M., 1999, Structure and kinematic development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico: in Marrett, R., Wilson, J.L., and Ward, W.C., eds., Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental, Monterrey and Saltillo areas, northeastern Mexico: South Texas Geological Society, 69-98 p.
- Marret, R. A. (1999). Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin system of the Sierra Madre Oriental: a field book and related papers. South Texas *Geological Society*, 111 - 116 p.
- Mc Lennan, S. M., Bock, B., Hemming, S. R., Hurowitz, J. A., & Lev, S. M. (2003). The Roles of Provenance Sedimentary Processes in the Geochemistry of Sedimentary Rocks. In Geological Association of Canada, Short Course Notes. Geological Association of Canada.
- McLennan, S., Hemming, S., McDaniel, D., & Hanson, G. (1993). Geochemical approaches to sedimentation. provenance and tectonics. in Processes Controlling the Composition of Clastics Sediments (M.J. Johnson & A. Basu, editors. *Geological Society of America Special Paper*, 284, 21-40 p.
- McLennan, S., Simotti, A., & Goldstein, S. (2000). Nd and Pb isotopic evidence for provenance and post - depositional alteration of Paleoproterozoic Hurion supergroup, Canada. *Precambrian Research* 102, 263 - 278 p.
- McNaughton, N., Rasmussen, B., & Fletcher, I. (1999). Uranium - lead dating of diagenetic xenotime in siliciclastic sedimentary rocks. *Science* 285, 78 - 80.
- Meyers, S., Sageman, B., & Hinnov, L. (2001). Integrated quantitative stratigraphy of Cenomanian - Turonian bridge Creek Limestone member using Evolutive Harmonic Analysis an stratigraphy modeling. . *Journal of Sedimentology Research* 71, 628 - 644.
- Michalzik, D. (1988). Trias bis tiefste Unter - Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiki - Fazielle Entwicklung eines passive Kontinental rades. *Tesis doctoral*, 247 p.

- Monger, J. W., Nokleberg, W. J., Coyner, A. R., & Fahey, P. L. (1996). Evolution of the northern north american cordillera: generation, fragmentation, displacement, and accretion of successive north american plate margin arcs,. *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*. Geological Society of Nevada, 1133-1152 p.
- Morton, A., & Jonhsson, M. (1993). Factors influencing the composition of detritical heavy mineral suites in Holocene sands of the pure river drainage basin, Venezuela, in Johnson, M.J. & Basu, A., Processes Controlling the composition of clastics sediments. *Geological Society of America, Special Paper 284*, 21 - 40 p.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J., & Parize, O. (1997). Des courants de turbidite hyperpycnaux dans la tete du canyon dy Var? Donnees hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta 20*, 607 - 626 p.
- Nesbitt, H., & Young, G. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonics and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta 48*, 1523-1534 p.
- Nolen - Hoeksema, R. (2014). Defining and determining permeability. *Oilfield Review 26*, 63-64 p.
- Ocampo - Díaz, Y., Jenchen, U., & Guerrero - Suategui, M. (2008). Facies y sistemas de depósito del Mienbro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 25*, 438-464 p.
- Padilla y Sánchez, F. J. (1982). Geology Evolution of the Sierra Madre Oriental between: Linares, Concepcion del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. University of Texas at Austin. *Ph.D. Dissertation*, 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. (1986). Post - Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its Role evolution of the gulf of méxico. *Geofísica Internacional 25*, 157 - 207 p.
- Peridon, P. (1983). Dynamemics of oil and gas accumulations. *Bulletin des Centres De Recherches Exploration - Production Elf Aquitaine 5*, 53-58 p.
- Pettijohn, F., Potter, P., & Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. New York: Springer. 383-437 p.
- Pindell, J. (1985). Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto - Caribbean. *Tectonics 4*, 1 - 39 p.

- Pindell, J. D. (1982). Permo - Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1, 179 - 211 p.
- Plank, T., & Langmuir, C. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325-394 p.
- Quinby - Hunt, M., & Wilde, P. (1996). Chemical depositional environments of calcic marine black shales. *Economic Geology* 91, 4-13 p.
- Regalet - Figueroa, J. (2011). *Bioestratigrafía, análisis microfacial y geoquímico de la Formación La Casita, Jurásico Tardío (Kimmeridgiano – Tithoniano) en Potrero Prieto, Galeana, Nuevo León, México*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares Nuevo León. Tesis de Maestría. 92 p.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London: Longman Group UK Ltd. 352 p.
- Roser, B., & Korsch, R. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology* 67, 119-139 p.
- Roser, B., & Korsh, R. (1986). Determination of tectonic setting of sandstones-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology* 94, 635-651 p.
- Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003) The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*, Vol. 3, The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64 p.
- Sageman, B., & Lyons, T. (2004). Geochemistry of fine - grained sediments and sedimentary rocks. *Treatise of Geochemistry* 7, 115 - 158.
- Sánchez - Corona, C. (2012). *Evolución de los registros de resistividad y su aplicación en la estimación de la saturación de fluidos (agua e hidrocarburos)*. Universidad Autónoma de México. Facultad de Ingeniería. Ciudad de México. Tesis de Licenciatura. 116 p.
- Santana - Salas, L. (2008). *Bioestratigrafía de la transición formacional La Casita – Taraises (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) en el Cañón El Novillo, Iturbide, N.L.* Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León, México. Tesis Licenciatura, 82 p.

- Saunders, A., & Tarney, J. (1984). Gechemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In B.P Kokelaar & M.F. Howells (eds), marginal basin geology. *Special Publication of The Geological Society of London*, 16, 59-76 p.
- Schwartz, F., & Zhang, H. (2003). *Fundamentals of Ground Water*. New York. John Wiley and Sons, Inc. 592 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., & Speed, R. C. (1994). Phanerozoic tectonic evolution of Mexico. Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions: Geological Society of America, Decade of North American Geology Summary Volume to accompany the DNAG Continent-Ocean Transects Series, 265-306 p.
- Sedlock, R., Ortega Gutierrez, F., & Speed, R. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America* 278, 153 p.
- Shannon, L., & Nelson, G. (1996). The Benguela: large features and processes and system variability. *The South Atlantic: present and past circulation*, 163 - 210 p.
- Sorkhabi, R. (2016). Back to source rock: part II. *Geo Expro*, 22 - 26 p.
- Stow, D., Reading, H., & Collinson, J. (1996). Deep seas. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 395 - 454 p.
- Suarez - Galván, M. (2012). *Análisis petrográfico de los miembros San Pablo y Nogales de las Formaciones La Casita y Taraises, en el área del anticlinal de Los Muertos, Sierra Madre Oriental, NE de México*. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. Linares, Nuevo León, México: Tesis de Licenciatura. 152 p.
- Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valle San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold - thrust belt, east - central, Mexico. *Geological Society of American, Bulletin* 95, 1387 - 1397 p.
- Syvitski, J., LeBlanc, K., & Cranston, R. (1990). The flux and preservation of organic carbon in Baffin Island fjords. *Special Publication of the Geological Society*, 53., 177 - 199 p.
- Tardy, M. (1980). Contribution A' L'étude Géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique. *Universidad Pierre et Marie Curie, Tesis doctoral*. 459 p.
- Taylor, S., & McLennan, S. (1985). *The continental crust; Its composition and evolution*. Oxford, UK.: Blackwell Scientific Publications. 312 p.

- Taylor, S., McLennan, S., & McCulloch, M. (1983). Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1897 - 1905 p.
- Tiab, D., & Donaldson, E. (2004). *Theory and practice of Measuring Reservoir rock and fluid transport properties*. Oxford: Elsevier, Inc. 918 p.
- Tissot, B., & Welte, D. (1984). *Petroleum formation and occurrence, 2ed.* Berlin, Heidelberg: Springer - Verlag 702 p.
- Vine, J., & Tourtelot, E. (1970). Geochemistry of black shale deposits - a summary report. *Economic Geology*, 65, 253-272 p.
- Weaver, B., & Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, 575-577 p.
- Wilson, J. (1989). *Igneous petrology: a global tectonic approach*. London, UK: Harper Collins. 466 p
- Wilson, J. (1990). Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico—a review. *Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution*, 235-255 p.
- Wilson, J., & Selvius, D. (1984). Early Cretaceous in the Monterrey-Salttillo area of northern Mexico, in J. L. Wilson, W. C. Ward, and J. Finneran, eds., *A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and basin systems, Monterrey Saltillo area, Northeast Mexico*. Austin, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Gulf Coast Section, 28-42 p.
- Ye, H. (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental Orogenic Belt, Ne Mexico: Tectonic Infilling of a recess along the southwestern North America continental margin. Structure, Stratigraphy and Paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa Foreland Basin near Monterrey, Northeast Mexico: *American association Petroleum Geologist*, Fiel Trip 10, 85-115 p.
- Yong, W., & Thomson, W. J. (1994). The effect of sample preparation on the thermal decomposition of CaCO₃. *Thermochimica acta* 255, 383 - 390.
- Zhou, Y. M. (2006). Structural development of the Peregrina - Huizachal anticlinorium Mexico. *Journal of Structural Geology*, 494 -507.

Zhou, Y., Murphy, M. A., & Hamade, A. (2006). Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology* 28, 494-507.

